NUOVI STUDI
DELLA
STAZIONE CHIMICO - AGRARIA SPERIMENTALE DI UDINE

PUBBLICAZIONE N. 69

ALVISE COMEL

I "MINERALI DELL'ARGILLA" DEL TERRENO

NUOVI STUDI
DELLA
STAZIONE CHIMICO - AGRARIA SPERIMENTALE DI UDINE

PUBBLICAZIONE N. 69

ALVISE COMEL

I "MINERALI DELL'ARGILLA" DEL TERRENO

Arti Grafiche Friulane - Udine - 1964

ALVISE COMEL

I « MINERALI DELL'ARGILLA » DEL TERRENO

L'argomento non è nuovo, tant'è vero che lo avevo già sfiorato nel mio libro « Il terreno agrario » pubblicato a Udine nel 1940. Ma nel successivo ventennio questi studi hanno fatto grandi progressi e, quello che forse più conta, hanno cominciato a destare interesse fra gli agricoltori sì da rendere necessario di venir incontro a questo loro desiderio di sapere col fornire chiarimenti e notizie su questo tema di studio che sembrava dovesse restare riservato agli studiosi.

Già mesi or sono il chiar.mo prof. L. PERDISA, preside della Facoltà di Agraria dell'Università di Bologna, mi aveva sollecitato un articolo divulgativo per la rivista « Genio Rurale » delle Edagricole; il che poi si è realizzato nel fascicolo di giugno (N. 6) di quest'anno. Ma ora sono necessarie delucidazioni e una esposizione di più ampio respiro, sebbene pur sempre contenuta nel suo scopo più immediato di diffonderne la conoscenza nel ceto colto degli agricoltori. E' dunque per essi che scrivo ora le seguenti pagine.

CONCETTI GENERALI

Non appena, parlando, intendiamo riferirci ad un'argilla, il concetto generico viene facilmente inquadrato. Ci si immagina un materiale costituito da finissime particelle, che a contatto coll'acqua rigonfia, e, in virtù dell'adesione da esse manifestata, si lascia impastare, divenendo plastico, ossia atto ad essere modellato. Essiccando poi, all'aria, si contrae ed indurisce, ma può riassumere la plasticità se nuovamente bagnato ed impastato. Il geologo da lungo tempo, infatti, considera « argille » tutti quei terreni che, umettati con acqua, diventano plastici [1]).

---

[1]) NOVARESE, V. in « *La bonifica nelle colline argillose plioceniche* ». Roma, 1934. Pag. 23.

ARTINI, E. - *Le rocce*. Milano, 1941. Pag. 581.

Se, però, si vuole sottoporre a più sottile analisi questo concetto generale di « argilla », esaminando più da vicino il materiale che la costituisce, ben presto ci si accorge che non tutto è « argilloso », ossia dotato della caratteristica plasticità. Una percentuale variabile di sostanze minerali può bensì essere presente allo stato di finissima suddivisione, ma prive della caratteristica plasticità; così, ad esempio, il quarzo, molti frammenti di altri minerali primari, quelli di rocce calcaree e dolomitiche, ecc. Ecco dunque potersi distinguere nella massa argillosa una parte di sottile detrito che non è argillosa, ed un'altra, invece, che lo è nel senso più tipico e ristretto.

Da tempo, infatti, teorici e pratici distinguevano in riguardo le argille in « magre » ed in « grasse », a seconda che esse erano ricche di questo detrito sabbioso (detto anche « scheletro »), o di calcare, oppure, invece, a seconda che in esse prevalevano sostanze prettamente argillose [1]).

Si vede così che le argille sono costituite da una congerie di materiali sottili fra i quali si trova una certa quantità di sostanze più tipicamente argillose, ed in misura tale da servire quale effettivo legame agli altri componenti che plasticità non presentano anche se ridotti in grani di estrema finezza.

Circa la natura di questa « sostanza argillosa » molte sono state le supposizioni e le incertezze.

In un primo tempo si era pensato che siccome la plasticità era presentata in modo eminente dal caolino puro, detto anche argilla nobile, poteva ritenersi come cosa naturale la presenza nelle argille comuni di un silicato idrato di alluminio del tipo caolino, detto anche caolinite. Esso sarebbe stato presente allo stato colloidale, e pertanto, come allora si riteneva, si trattava di una sostanza amorfa, ossia priva di costituzione cristallina.

In seguito, però, questi concetti andavano modificandosi sia perchè si era potuto constatare che certe argille potevano sussistere anche se completamente prive di caolinite (e che pertanto la plasticità poteva essere impartita anche da altre sostanze minerali); sia perchè si era potuto dimostrare che la cosiddetta sostanza argillosa non era amorfa, ma cristallina.

Quest'ultima scoperta, che faceva fare un poderoso balzo in avanti allo studio delle argille, si doveva agli studi di HADDING in Svezia, e di RINNE in Germania. Questi studiosi, lavorando indipendentemente l'uno dall'altro, avevano sottoposto le argille ad esame roentgenografico, a mezzo dei raggi X, e in questo modo avevano potuto assodare lo stato

---

[1]) Molti studiosi avevano infatti fatto presente che il grado di finezza del materiale, non impartisce di per sè le caratteristiche argillose. (Vedi BLANCK's *Hb. der Bodenlehre*. Vol. VII. Pag. 55 [1931]).

cristallino dei loro composti già ritenuti sostanze colloidali amorfe. Questi studi pubblicati nel 1923 e 1924 [1]) aprivano la via ad una poderosa mole di ricerche che tuttora continuano sempre più perfezionandosi.

Si è venuti così a sapere che le caratteristiche « argillose » delle argille vengono impartite da un gruppo relativamente ristretto di minerali, di piccolissima dimensione, ma ciò non pertanto perfettamente cristallizzati. Ad essi si è dato il nome di « minerali dell'argilla », intendendo con ciò riferirsi all'argilla pura, privata cioè dei suoi costituenti accessori privi di plasticità. Sono anche detti « minerali argillosi », ma a mio avviso questo termine sarebbe impreciso ed inesatto, sia perchè i cristalli che li costituiscono non hanno nulla di « argilloso » [2]), essendo strutturalmente simili a tutti gli altri cristalli, pur mantenendo la propria specifica fisionomia; sia perchè ritengo che l'esatta traduzione letterale e di concetto del termine tedesco « Tonmineralien » e di quello inglese di « Clay minerals » sia appunto quello di « minerali dell'argilla ».

Osservati a fortissimo ingrandimento [3]) questi minerali hanno per lo più l'aspetto di cristalli monoclini, simili ad esili foglietti che molto ricordano quelli delle miche. Hanno una struttura cristallina ben definita e specifica per ciascuno di essi, o per quella del gruppo a cui appartengono. Strutture che si possono riconoscere con l'esame roentgenografico (raggi X) e col microscopio elettronico col quale si possono ottenere ingrandimenti anche superiori ai 100.000 diametri.

La loro durezza è di circa 1 ed il colore è bianco o biancastro, con varie tonalità verso il giallognolo, bruniccio, grigio e verdolino, via via che aumenta il tenore in ferro come sostituente dell'alluminio o del magnesio.

Sono in gran parte silicati idrati di alluminio con vario contenuto eventuale di altri elementi, quali ferro, calcio, magnesio, potassio e sodio. Derivano direttamente o indirettamente dall'alterazione di minerali primari costituenti le rocce, ed in modo particolare dai silicati feldspatici. Non ostante questa loro comune caratteristica chimica, a causa di una diversa struttura cristallina, possono presentare un diverso comportamento rispetto all'acqua ed al potere adsorbente. Talora, anzi, queste differenze possono essere così forti da poter rendere fra loro incomparabili argille, o terreni, aventi bensì una stessa composizione granulometrica elementare, ma differenti minerali dell'argilla.

---

[1]) HADDING, A. - *Eine roentgenographische Methode kristalline und kryptokristalline Substanzen zu identifizieren.* Z. Krist. 58. 108-112 (1923).

RINNE, F. - *Roentgenographische Untersuchungen an einigen feinzerteilten Mineralien Kunstprodukten und dichten Gesteinen.* Z. Krist. 60. 55-69 (1924).

(Citazioni di GRIM, R.E. - *Clay Mineralogy.* New York, 1953. Pag. 16).

[2]) A meno che non ci si riferisca all'aspetto dei loro aggregati, molti dei quali avrebbero un aspetto terroso, talora saponaceo.

[3]) Rarissimi sono infatti i cristalli direttamente visibili.

Quanto è avvenuto nel campo geologico e petrografico si è ripetuto in quello pedologico ed agronomico.

Nel 1913 la Commissione internazionale per lo studio riguardante la fisica e la meccanica del terreno (della Società internazionale della Scienza del Suolo) stabiliva di considerare come « argilla » il complesso delle particelle del terreno aventi un diametro inferiore a 0.002 mm. Saggiamente, però, i tedeschi qualificavano questo complesso come « argilla greggia » (Rohton).

Nella frazione più sottile della terra fine, infatti, quella, cioè, che restando in sospensione per più di otto ore in uno strato acquoso dello spessore di 10 cm dimostra di essere costituita da particelle con un diametro inferiore a due millesimi di millimetro, si trova effettivamente una grande quantità e varietà di costituenti. Si può anzitutto distinguere una parte organica (qualora non sia stata preventivamente distrutta col trattamento ad acqua ossigenata) ed una parte inorganica; entrambe spesso strettamente unite da legami così saldi che riesce difficile sciogliere senza distruggere o modificare profondamente almeno una delle due parti costituenti.

Per quanto riguarda la parte inorganica si nota in genere che mentre gli elementi più grossolani sono dati in gran parte da frammenti di minerali primari, spesso in vario stato di alterazione, ed in modo speciale da quarzo, nella parte più sottile, per lo più con dimensioni colloidali, ossia con diametro inferiore a 500 millimicron, prevalgono di gran lunga i minerali noti, come si è detto, col nome di minerali dell'argilla.

Essendosi dunque osservato che nella congerie di particelle che costituiscono la cosiddetta frazione argillosa del terreno potevano entrare anche sostanze che nulla, o ben poco, potevano aver a che vedere con l'autentica argilla, quali ad esempio, come si è visto, sostanze organiche, frammenti vari di minerali primari e di rocce allo stato di finissima dispersione, idrati di ferro e perfino gusci di animaletti e di vegetali microscopici, è giustificato specificare questa frazione argillosa del terreno col nome di « argilla greggia » ed intendere, invece, per « argilla pura » quell'insieme di sostanze inorganiche del complesso argilloso costituite da silicati idrati di alluminio ai quali si è dato il nome di « minerali dell'argilla ».

I mineralogisti che li hanno studiati, e che tuttora li studiano [1]), hanno creduto di poterli classificare nel seguente ordine:

---

[1]) Nell'impossibilità di dare qui ampie citazioni bibliografiche mi limito a segnalare alcune più importanti opere che le riassumono:

Clays and clay minerals. Washington. (Dieci volumi, in continuazione).

GRIM, R.E. - *Clay mineralogy.* New York, 1953.

SCHEFFER, F.-SCHACHTSCHABEL, P. - *Bodenkunde.* IV. Aufl. Stuttgart, 1956.

MILLOT, G. - *Géologie des argiles.* Paris, 1963.

CAILLÈRE, S.-HÉNIN, S. - *Minéralogie des argiles.* Paris, 1963.

Gruppo della caolinite

Il suo più tipico rappresentante è dato, evidentemente, dalla caolinite stessa, che è il principale costituente del noto caolino, che tanto largo impiego trova nelle industrie ceramiche.

La caolinite è diffusa pure nel terreno, specialmente ove le condizioni dell'ambiente sono favorevoli alla sua formazione. Come meglio vedremo in seguito, esse sembrano essere quelle di un mezzo dilavato, povero di basi, con una reazione oscillante fra il debolmente acido ed il neutro.

Sotto il rispetto chimico la caolinite va considerata un silicato idrato di alluminio che più comunemente si usa esprimere nei seguenti modi: $2\ SiO_2.Al_2O_3.2\ H_2O$, oppure $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, oppure ancora nell'intento di interpretare maggiormente la formula della sua unità strutturale con la relativa distribuzione delle cariche, $(OH)_8Al_4Si_4O_{10}$. Il rapporto $SiO_2:Al_2O_3$ è dunque uguale a 2:1.

In relazione al suo ambiente di formazione e nella sua qualità di un prodotto d'alterazione di terreni poveri e dilavati è priva di un considerevole contenuto in basi. La sua composizione chimica teorica è pertanto la seguente: SiO_2 46.54%, Al_2O_3 39.50%, H_2O 13.96 %. In realtà, però, sia per possibili sostituzioni di alcuni elementi con altri a causa della loro vicariabilità, sia per trovarvisi allo stato di adsorbimento, o per effettiva inclusione di materiali estranei difficili a separarsi, la composizione della caolinite può discostarsi lievemente da quella teorica. Così ad esempio, una caolinite della Georgia ha palesato la seguente composizione (Grim): SiO_2 45.20%, Al_2O_3 37.02%, Fe_2O_3 0.27%, FeO 0.06%, MgO 0.47%, CaO 0.52%, K_2O 0.49%, Na_2O 0.36%, TiO_2 1.26%, H_2O^- 1.55%, H_2O^+ 13.27% (Totale 100.47%).

La conoscenza della sua struttura cristallina è molto importante per interpretare il comportamento pedologico della caolinite, specialmente nei riguardi dell'agricoltura. Evidentemente qui non possiamo che accennarvi che per sommi capi, perchè i dettagli costringerebbero a diffondersi su particolari scientifiche speculazioni che troppo lontano ci porterebbero.

L'esame roentgenografico dei cristallini di caolinite ha potuto assodare che essi risultano di un insieme di foglietti composti ciascuno da uno straterello silicico e da uno alluminico. Il primo sarebbe costituito da atomi di silicio situati al centro di un sistema disposto a foggia di tetraedri [1]), con gli atomi di ossigeno ai vertici, concatenati fra loro e

---

[1]) Sebbene non sia possibile addentrarci qui nel meccanismo che porta alla formazione di questi tetraedri, sia solo ricordato che esso fa capo alla forza coordinativa degli elementi, quella, cioè, che in definitiva porta alla costituzione delle strutture dei minerali.

Essa in genere è tanto più elevata quanto più piccola è la dimensione dello

con l'attiguo straterello alluminico, foggiato a guisa di ottaedri aventi l'alluminio al centro e gli ioni ossigeno e ossidrile ai vertici. A sua volta questo foglietto a due strati, detto per questo anche *elemento binario*, si salda, meno tenacemente, con altri consimili, dando origine al cristallino di caolinite, che, di conseguenza, acquista un aspetto fogliettato, o lamellare, molto simile a quello delle miche e con facilità di sfaldatura lungo il piano di contatto fra i singoli foglietti.

Nella caolinite la distanza fra questi due foglietti, o più esattamente, fra le superfici basali di due singoli elementi binari, è piccolissima, poco più di 7 decimilionesimi di millimetro (da 7.1 a 7.37 secondo i vari autori), ossia di 7 Å, intendendo con Å un Ångström ossia la misura convenzionale di 0.000.000.1 mm. Quella, poi, che rappresenta lo spazio fra un foglietto e l'altro, che evidentemente ha maggior interesse per l'agricoltura, è di soli 2.8 Å [2]), sì da precludere praticamente l'accesso alla maggior parte degli ioni, specialmente se rivestiti della loro pellicola di acqua di idratazione, che tendono a tenere tenacemente avvinta.

A sua volta il già esistente equilibrio fra ioni positivi e negativi del complesso non offre la possibilità ad altri ioni di venir trattenuti per ripristinare un eventuale squilibrio fra le cariche. Ne deriva che la caolinite ha una struttura compatta e rigida, con minimo potere di scambio (e di rigonfiabilità) essendo praticamente limitato solo alle superfici esterne del minerale. Il potere di scambio della caolinite si valuta pertanto a soli 3-15 milliequivalenti per 100 grammi di sostanza.

Queste caratteristiche influiscono molto su quelle del complesso argilloso dei terreni che costituiscono. Il ridottissimo potere di adsor-

---

ione e più alta la sua carica. Nel nostro caso specifico il silicio (il cui ione ha un diametro di soli 0.78 Å) *) esplica la sua forza coordinativa in modo particolare sugli atomi di ossigeno (i cui ioni hanno un diametro di 2,64 Å) e che pertanto in numero di quattro gli si dispongono attorno in modo da segnare coi loro centri la configurazione di un tetraedro, nel cui spazio vuoto centrale si trova il silicio. Si origina così il gruppo di coordinazione tetraedrico SiO_4.

Anche l'alluminio ha analoga configurazione tetraedrica, ma, come vedremo in seguito, nel ricostruire il cristallo di origine secondaria tosto si trasforma in poliedri di coordinazione ottaedrici, nei quali gli atomi di ossigeno possono essere sostituiti da ossidrili.

---

*) Questi diametri presentano piccole varianti secondo i diversi autori. Al silicio, per esempio, si vede attribuire un diametro di 0.82 Å e all'ossigeno 2.80. (Cfr. CAILLÈRE-HÉNIN. Op. cit. Pag. 31).

[2]) LAATSCH, W. - *Dynamik der deutschen Acker - und Waldböden.* Dresden-Leipzig, 1938. Pag. 44.

Facciamo tuttavia presente che queste misure hanno sempre alcunchè di approssimativo, sia per i punti base presi come riferimento di tale distanza, sia per l'irregolarità delle superfici interne dei foglietti costituenti dovuta alla diversa posizione, distribuzione e grandezza degli atomi.

bimento mantiene ad un livello molto basso quello di trattenere le sostanze fertilizzanti; i terreni sono poco sensibili alle azioni degli elettroliti e difficile pertanto è il provocare una struttura lacunare o comunque uno strato soffice e poroso coll'impiego delle calcitazioni. I terreni tendono ad essere compatti ed impermeabili; favoriscono pertanto il ristagno delle acque in superficie; ma siccome non assorbono acqua, non appena essi si asciugano divengono fortemente siccitosi.

Appartengono al gruppo della caolinite la *halloysite* (o halloisite), la *nacrite*, la *dickite* ed altri più rari minerali.

Fra esse la più importante è senza dubbio la *halloysite*, che può considerarsi una forma idratata della caolinite, a cui si dà la seguente formula chimica:

$2\ SiO_2.Al_2O_3.4\ H_2O$, oppure $Al_2Si_2O_5(OH)_4.2\ H_2O$, od anche $(OH)_8Si_4Al_4O_{10}.4\ H_2O$.

Nella sua struttura cristallina, infatti, fra gli elementi binari silico-alluminici, si intercala uno straterello di acqua, il che rende meno rigido il complesso strutturale e più largo lo spazio interelementare (circa 5.4 Å). Va tuttavia rilevato che questa interposizione di acqua, col riscaldamento sfugge in modo irreversibile dando luogo a *metahalloysite*, simile alla caolinite.

La halloysite si associa per lo più alla caolinite in molte rocce sedimentarie. Nel terreno, però, sembra comunque essere poco diffusa.

Gruppo della montmorillonite

L'elemento strutturale caratteristico della montmorillonite è di tipo *ternario*; risulta cioè costituito da un foglietto alluminico, ad ottaedri, racchiuso fra due straterelli silicici a configurazione tetraedrica. La sua formula più semplice e schematica è la seguente: $4\ SiO_2.Al_2O_3.H_2O + n\ H_2O$ riferendosi con questa acqua addizionale a quella di interposizione che determina il rigonfiamento del cristallo. Quella strutturale è $(OH)_4Si_8Al_4O_{20}.n\ H_2O$.

La composizione chimica teorica della montmorillonite sarebbe la seguente: SiO_2 66.7%, Al_2O_3 28.3%, H_2O 5%.

Nella montmorillonite, però, parte dell'alluminio può essere sostituita da magnesio, o da ferro (ferrico) e da altri elementi (cromo, zinco, ecc.); come pure, in minor misura, il silicio dall'alluminio.

Riguardo al magnesio, infatti, si era notato, che fra le basi trattenute, molto spesso esso era non solo il prevalente, ma anche il più diffi-

cilmente spostabile a mezzo scambio cationico. Se ne dedusse che il magnesio doveva esser entrato nel reticolo a sostituire parte dell'alluminio [1]).

Ne deriva che la composizione chimica effettiva della montmorillonite può presentare molte variazioni rispetto a quella teorica in relazione a queste possibili sostituzioni di atomi, in realtà molto diffuse e frequenti, ed alla natura di altri ioni trattenuti allo stato di adsorbimento.

La composizione chimica di una montmorillonite proveniente dal suo originario centro di rinvenimento, Montmorillon, in Francia, è ad esempio la seguente: SiO_2 51.14%, Al_2O_3 19.76%, Fe_2O_3 0.83%, MgO 3.22%, CaO 1.62%, K_2O 0.11%, Na_2O 0.04%, H_2O^- 14.81%, H_2O^+ 7.99% (Totale 99.52%).

Questa ricchezza di altri elementi che partecipano alla sua composizione chimica è facilitata dal fatto che per neutralizzare un conseguente frequente eccesso di cariche negative in seguito alle sostituzioni soprarricordate, vi concorrono cationi di varia natura trattenuti allo stato di adsorbimento, e pertanto scambiabili. Ed il loro accesso negli spazi interelementari del reticolo è a sua volta facilitato da un'altra importante caratteristica della montmorillonite, che consiste nel potere di rigonfiamento del cristallo per interposizione di molecole d'acqua fra le singole unità strutturali (foglietti silico-alluminici) con un consecutivo loro distanziamento agevolato dal più debole legame delle forze intramolecolari che vincola due attigue superfici ad ossigeno che non quelle fra ossigeno ed ossidrili.

Questo processo di rigonfiamento è reversibile, nel senso che variando lo stato di tensione del vapor acqueo e la temperatura, la quantità di quest'acqua di interposizione può diminuire od aumentare, può venir ceduta ed essere nuovamente ripresa; il cristallo, cioè, ha la capacità, potendolo, di riassorbire l'acqua che per varie cause, prima fra le quali l'essiccazione, può perdere.

Ne consegue che la distanza fra i singoli foglietti che costituiscono il cristallo può variare, a differenza di quanto avviene nella caolinite, fra 9.6 e 20 o più Å, e quella dello spazio interelementare da 3.5 a circa 14 Å permettendo così l'accesso non solo a molecole di acqua, ma anche ai vari cationi in essa dispersi.

E' pertanto una caratteristica dei minerali dell'argilla appartenenti

---

[1]) ANDREATTA fa presente che alcune montmorilloniti hanno una struttura simile a quella della pirofillite, od anche a quella della muscovite con sostituzione dei cationi K con acqua, che si interpone così fra i grossi triplici strati. Altre, invece, derivano il loro reticolo da quello del talco. Vi sarebbero così montmorilloniti alluminifere, meglio denominate Al-montmorilloniti, e montmorilloniti magnesifere o Mg-montmorilloniti. (*Mineralogia e cristallografia*. Bologna, 1957. Pag. 587-588).

a questo gruppo quella di possedere un cospicuo potere di rigonfiamento e di scambio. Quest'ultimo si valuta a 80-150 milliequivalenti per 100 grammi di sostanza.

Come meglio vedremo in seguito, si vuole che la montmorillonite si formi in un mezzo ricco di basi, e si citano in riguardo le ricerche di MATTSON [1]), che valsero a mettere in evidenza come silice ed allumina in soluzioni povere di basi avrebbero dato solo complessi con un rapporto $SiO_2:Al_2O_3$ inferiore a 3:1; viceversa in soluzioni ricche di calcio e di magnesio si avrebbero ottenuto complessi molto più ricchi di silice. Si presume pertanto che la montmorillonite col suo rapporto $SiO_2:Al_2O_3$ di 4:1 si sarebbe formata per l'appunto in un ambiente ricco di basi, a differenza di quanto sarebbe avvenuto per la caolinite.

Appartengono al gruppo della montmorillonite parecchi minerali, fra i quali la *beidellite* e la *nontronite*.

La *beidellite*, $3\ SiO_2.Al_2O_3.n\ H_2O$, può considerarsi una montmorillonite nella quale l'alluminio ha sostituito, nei tetraedri, una maggiore quantità di silicio, e che di conseguenza è più ricca di alluminio. Sembra tuttavia che essa non sia sempre un autentico minerale dell'argilla, ma una mescolanza di essi. Una beidellite (o almeno così classificata) del Messico sarebbe infatti risultata composta da halloysite, limonite e piccole quantità di illite [2]).

Analogamente a quanto si è rilevato per la montmorillonite, si possono avere Al-beidelliti e Mg-beidelliti.

La *nontronite* può a sua volta considerarsi una montmorillonite in cui il ferro (trivalente) ha sostituito gran parte o tutto l'alluminio; può pertanto essere considerata quale Fe-montmorillonite. Il suo contenuto in silice (SiO_2) oscilla pertanto fra 30 e 60%, quello del ferro (Fe_2O_3), fra 25 e 40%. Può inoltre contenere ancora piccole quantità di alluminio, come pure di magnesio, di titanio, di calcio, di ferro ferroso, di potassio e di sodio. La povertà e spesso la mancanza di alcali è tuttavia da ritenersi una caratteristica delle più tipiche nontroniti, come in genere del gruppo montmorillonitico a cui appartiene. In certi casi il cromo può a sua volta rimpiazzare il ferro.

Una nontronite di Nontron (Francia) ha palesato la seguente composizione chimica: SiO_2 44.0%, Al_2O_3 3.6%, Fe_2O_3 29.0%, MgO 2.1%, H_2O 18.7% (Totale 97.4%). SCHEFFER da di esse la seguente composizione media: SiO_2 41.80%, TiO_2 0.14%, Al_2O_3 8.57%, Fe_2O_3 27.20%, CaO 1.56%, MgO 0.59%, K_2O 0.32%, Na_2O 0.23%, H_2O 8.37%.

---

[1]) Ricordate da LAATSCH a pag. 47 della citata opera.

[2]) GRIM. Op. cit. Pag. 40.

Col nome di *saponite* si definisce un minerale montmorillonitico che presenta una pressochè completa sostituzione dell'alluminio con magnesio e con qualche sostituzione del silicio con alluminio.

Gruppo dei minerali di tipo micaceo

Molto affini alle miche, dalle quali spesso derivano, hanno come importante caratteristica chimica quella di contenere potassio. Questo elemento collega fra loro i vari foglietti ternari, che fondamentalmente hanno la stessa struttura di quelli della montmorillonite, essendo anch'essi costituiti da uno straterello ad ottaedri racchiuso fra due straterelli a tetraedri.

Nelle miche, tuttavia, una certa quantità (circa un quarto) del silicio è sostituita con alluminio, il che determina uno squilibrio fra le cariche positive e quelle negative del reticolo, per un eccesso di quest'ultime. A ripristinare il bilancio vi concorrono i sopraricordati ioni di potassio situati negli interspazi dei foglietti. Il legame che ne consegue è così robusto da rendere non solo praticamente impossibile il suo scambio con altri cationi, ma anche l'interposizione di acqua e, di conseguenza, la rigonfiabilità del cristallo. Anche il potere di scambio ne risulta bassissimo potendo effettuarsi solo in corrispondenza delle zone marginali del cristallo.

Nella muscovite la distanza fra le basi dei due foglietti ternari è di circa 9.7 Å; quella dello spazio fra due di essi è di circa 3.5 Å.

I principali rappresentanti di questo gruppo sono la *illite,* la *glauconite* e la *vermiculite.*

La *illite* differisce dalle miche più autentiche per varie cose. Anzitutto l'entità della sostituzione del silicio coll'alluminio si riduce dal citato quarto a circa un sesto; ne consegue un aumento del rapporto fra silice ed allumina; un minore squilibrio fra le cariche nei riguardi dell'eccesso di cariche negative; minore pertanto è pure la quantità di potassio negli spazi interelementari [1]) che per di più, a differenza di quanto avviene per le miche, ha una maggiore possibilità di venir parzialmente sostituito con altri cationi, quali calcio, magnesio e idrogeno. Al che va però ricordato che quando in seguito a fenomeni di alterazione la perdita di potassio dal reticolo cristallino abbia raggiunto una considerevole entità, queste illiti potassio-carenti, e quindi degradate, giunte a contatto con soluzioni ricche di potassio (concimamazione del terreno con sali potassici) tosto se ne appropriano, fis-

---

[1]) In media le illiti contengono 6% di potassa (K_2O). Sono molto diffuse nelle rocce calcareo-dolomitiche.

sandolo nelle posizioni precedentemente occupate, nello sforzo di ricostituire l'originaria configurazione del reticolo e pertanto fissandolo in modo da renderlo nuovamente difficilmente scambiabile [1]).

La composizione chimica di una illite scozzese, a titolo di esempio, è stata la seguente:

SiO_2 49.26%, Al_2O_3 28.97%, Fe_2O_3 2.27%, FeO 0.57%, MgO 1.32%, CaO 0.67%, K_2O 7.47%, Na_2O 0.13%, TiO_2 0.05%, H_2O^- 3.22%, H_2O^+ 6.03% (Totale 99.96%).

Come si è visto le forze di coesione fra i singoli foglietti sono divenute bensì meno robuste, tuttavia, almeno nelle forme più tipiche, non ancora in misura tale da permettere al cristallo di rigonfiarsi. Anche il potere di scambio è pertanto basso, e si valuta a soli 20-40 milliequivalenti per 100 g.

La *glauconite* può considerarsi un'illite nella quale ferro (ferrico e ferroso) e magnesio hanno sostituito una notevole parte dell'alluminio. Sembra che possa formarsi od aver iniziato la sua formazione anche nella pedosfera per alterazione di minerali ferromagnesiani, quali *biotite, augite* o *olivina;* ma molto più frequente e diffusa è la sua origine per diagenesi nei bassi fondagli marini, in acque agitate, ma non molto ossigenate, durante le fasi di scarsa o nulla sedimentazione alluvionale, in zone, per di più, non troppo lontane da coste di natura granitica o gneissica, ma lontane dalla foce di fiumi ricchi di torbide argillose. Per la sua formazione sembrano indispensabili particolari condizioni d'ambiente, e precisamente non solo un mezzo riducente, mantenuto tale da azioni batteriche, a cui forse vi contribuisce pure la presenza di una certa quantità di sostanze organiche, ma anche uno speciale potenziale di ossido-riduzione, come lo indica il rapporto pressochè costante del ferro ferrico rispetto a quello ferroso; sembrano altresì necessarie particolari concentrazioni di magnesio e di alcali, essendosi parimenti osservato un regolare rapporto fra il sodio ed il potassio contenuto.

Una glauconite del Wisconsin (USA) ha dato i seguenti valori:

SiO_2 49.4%, Al_2O_3 10.2%, Fe_2O_3 18.0%, FeO 3.1%, MgO 3.5%, CaO 0.6%, K_2O 5.1%, Na_2O 1.4%, H_2O 8.3% (Totale 99.6%).

La *vermiculite* è un minerale di tipo micaceo, (sebbene venga anche considerato come appartenente alle montmorilloniti), ma con la caratteristica di possedere una struttura meno rigida, sì da permettere l'interposizione fra i singoli foglietti del cristallo di due straterelli di molecole di acqua; la loro distanza può così aumentare fino ad un massimo

---

[1]) MALQUORI, A. - *Nuove idee sulle forme del potassio nel suolo e sulla nutrizione potassica delle piante.* Atti Acc. Georgofili. Firenze, 1955.

di circa 4.98 Å portando la distanza basale fra essi ad un massimo di 14-15 Å. Differisce in ciò dal comportamento delle montmorilloniti che non hanno limiti fissi alla espansione.

L'equilibrio delle cariche nel sistema risulta pure qui sbilanciato per sostituzioni di silicio con alluminio. Concorrono a ripristinarlo l'assorbimento di vari cationi, ma specialmente di magnesio. Rispetto alla illite contiene pertanto meno potassio (fino ad esserne anche del tutto priva) e più magnesio a causa di una sostituzione del primo col secondo.

La vermiculite ha un alto potere di scambio. In senso assoluto inferiore a quello della montmorillonite, essendo di 65-145 milliequivalenti contro i 60-150 di quest'ultima; in senso relativo, tuttavia, può essere spesso maggiore in quanto che i valori più comuni oscillano fra 140-150 contro gli 80-120 della montmorillonite.

La vermiculite deriva spesso dall'alterazione della biotite, alla quale vengono asportati ioni alcalini con relativa sostituzione da parte di molecole d'acqua, della flogopite e del serpentino.

Una vermiculite del Maryland ha palesato la seguente composizione che riportiamo a titolo di esempio:

SiO_2 36.12%, Al_2O_3 13.90%, Fe_2O_3 4.24%, FeO 0.68%, MgO 24.84%, CaO 0.18%, TiO_2 0.24%, H_2O 18.94% (Totale 99.14%).

Sia ricordato che la trasformazione delle miche (muscovite, flogopite e biotite) in vermiculite in seguito a perdita di potassio è stata dimostrata anche in via sperimentale da L.E. DE MUMBRUM [1]).

GRUPPO DELL'ATTAPULGITE, DELLA SEPIOLITE, O SCHIUMA DI MARE, E DELLA PALYGORSKITE

Le *sepioliti* sono silicati idrati fibrosi di magnesio contenenti pure piccole quantità di alluminio. Si dà ad esse la seguente formula schematica: 3 SiO_2.2 MgO.2 o 4 H_2O, ~~che si scrive~~ ed anche ~~così~~: $Mg_3Si\emptyset_4O_{11}.n\ H_2O$. Le *attapulgiti*, contengono maggiori quantità di alluminio. Le *palygorskiti* sono termini molto affini ad entrambi; hanno struttura fibrosa e costituiscono una serie isomorfa fra due membri estremi: uno alluminico, detto paramontmorillonite per avere un comportamento del tutto simile alla montmorillonite tranne la struttura fibrosa, ed un termine finale magnesiaco la sepiolite. Sembra derivino dall'alterazione di pirosseni e di anfiboli.

Di questi minerali dell'argilla non si conosce ancora con precisione la loro composizione chimica, per la difficoltà di possedere autentici

---

[1]) L.E. DE MUMBRUM - *Conversion of mica to vermiculite by potassium removal.* Soil Science. Vol. 96. N. 4. 1963.

esemplari puri. Permane infatti il dubbio se la quasi costante presenza del calcio debba considerarsi quale componente essenziale di questi minerali, oppure piuttosto non debba ascriversi alla presenza di residui di minerali estranei quali calcite, anfiboli, ecc. e vada pertanto considerato quale impurità.

Sepioliti ed attapulgiti sono state rinvenute sia in rocce argillose o di altra natura, sia nei prodotti di alterazione di certe rocce eruttive basiche, sia nel terreno.

Sul loro modo di formazione le opinioni e possibilità sono diverse. E' possibile che le sepioliti si siano formate per un'azione di soluzioni ricche di magnesio su geli di silice, in presenza di calcio; possono pure rappresentare prodotti di alterazione di pirosseni e di anfiboli e di rocce serpentinose. Per le attapulgiti si è prospettata l'ipotesi che esse siano un effetto di una progressiva alterazione di rocce basaltiche in montmorillonite e poi in attapulgite, sebbene si sia soggiunto esser poco probabile questa trasformazione di una montmorillonite.

Riportiamo come esempio analitico le seguenti analisi di una sepiolite, di una attapulgite e di una palygorskite:

	1	2	3
SiO_2	54.83	55.25	46.67
Al_2O_3	0.28	9.67	9.84
Fe_2O_3	0.45	2.32	0.93
FeO	—	0.19	1.22
MgO	24.51	8.92	8.94
CaO	0.55	1.65	8.36
K_2O	0.03	0.10	—
Na_2O	0.35	0.76	—
H_2O^-	8.18	9.48	8.29
H_2O^+	10.74	10.03	15.84
TiO_2	—	0.44	—
Totale	99.92	98.81	100.09

1 Sepiolite dell'Arizona

2 Attapulgite della Florida

3 Palygorskite della Siberia

Gruppo delle cloriti

Le *cloriti*, di colore verdognolo, sono silicati idrati di alluminio, ferro e magnesio, molto affini alle miche. Qui tuttavia i foglietti ternari sono collegati fra loro con uno straterello di *brucite* (idrato di magnesio) il cui eccesso di cariche positive dovuto a sostituzioni di magnesio con alluminio neutralizza l'eccesso di quelle negative dovute a sostituzioni di alluminio al posto del silicio nei piani tetraedrici.

Le cloriti costituiscono così un primo esempio di quelle più complesse strutture di minerali dell'argilla che recenti studi hanno trovato essere molto diffusi nel terreno.

Hanno una notevole attività di scambio e sono molto sensibili all'attacco chimico con reattivi acidi.

A titolo di esempio ricordiamo che una clorite del Montana ha palesato la seguente composizione:

SiO_2 27.78%, Al_2O_3 24.30%, Fe_2O_3 1.43%, FeO 0.35%, MgO 32.71%, CaO tr., H_2O^- 0.06%, H_2O^+ 13.01% (Totale 99.64%).

GRUPPO DEI COMPONENTI ALLOFANICI

Il gruppo dei componenti allofanici [1]) delle argille, comprende quei minerali dell'argilla che in apparenza, rispetto all'esame roentgenografico, si dovrebbero considerare come amorfi.

In riguardo però si è fatto osservare che la mancata diffrazione dei raggi X non sempre deve essere interpretata quale mancanza di struttura organizzata del materiale in esame, potendosi anche trattare di un irregolare coordinamento delle unità tetraedriche con quelle ottaedriche, oppure di particelle tanto piccole da non dar luogo a diffrazione dei raggi [2]).

Alle volte, infatti, si riesce a percepire qualche accenno di diffrazione e le particelle palesano un orientamento simile a quello delle halloysiti, oppure a quello delle montmorilloniti; ed in questi casi anche le loro proprietà fisiche si avvicinano a quelle dell'uno o dell'altro tipo di questi minerali dell'argilla.

In genere però le proprietà degli allofani variano fortemente. A volte, per esempio, non si disperdono affatto nell'acqua; a volte, invece, vi si dissolvono fino ad uno stato di estrema suddivisione.

Non hanno una composizione chimica definita. Si è però osservato che argille con allofani contengono spesso fosfati o solfati, o entrambi; come pure piccole quantità di elementi alcalini o alcalino-terrosi.

* * *

Accennando a quelli altri minerali dell'argilla di più complessa struttura presenti nel terreno ricorderemo come essi consistano in alternanze regolari od irregolari di foglietti strutturali variamente composti. Si avrebbero ad esempio alternanze di montmorillonite con illite o, più

---

[1]) Si ricorda che l'*allofanite*, o *allofane*, è un silicato idrato di alluminio amorfo, di composizione x Al_2O_3. y SiO_2. z H_2O. Si ritiene che esso si formi parzialmente come primo prodotto nell'alterazione dei feldispati e che possa dare dapprincipio un vero idrogelo di composizione molto variabile. Poi, lentamente, cristallizza per riunione di singoli blocchi di celle di reticolo per dare elementi lamellari di vari minerali argillosi. (ANDREATTA, C. - *Mineralogia e cristallografia*. Bologna, 1957. Pag. 853).

[2]) GRIM, R.E. - *Applied Clay Mineralogy*. New York, 1962. Pag. 10.

raramente, con vermiculite o con clorite, ecc. Lo stesso dicasi per la presenza di forme miste di transizione fra minerali veri e propri e minerali dell'argilla, come per esempio muscovite con illite, biotite con vermiculite, ecc., oppure ancora con altri a struttura alternata.

ORIGINE DEI NOMI DEI MINERALI DELL'ARGILLA [1])

Il lettore potrà trovare difficili o per lo meno strani questi nomi dati ai minerali dell'argilla. In effetti non è così ed è bene che sappia che alcuni lo traggono dalla località del loro rinvenimento. Il caolino, ad esempio, lo riceve dalla collina cinese Kauling dalla quale lo si estraeva qualche secolo fa. *Caolinite* fu pertanto una logica conseguenza del nome che fu dato nel 1867 al principale costituente del caolino. *Montmorillonite,* proposto nel 1847, deriva dalla località francese Montmorillon ove si rinvenne il minerale che la conteneva. *Nontronite* deriva dal circondario di Nontron in Francia, ove la si è trovata associata a minerali di manganese vicino al villaggio di Saint Pardoux. *Illite* deriva dallo stato di Illinois negli Stati Uniti. *Beidellite,* da una miniera di Beidell in Colorado. *Attapulgite,* da una miniera di Attapulgus. *Bentonite,* da Fort Benton negli Stati Uniti.

Altri minerali ricordano il nome del loro scopritore o di altri illustri scienziati. Così ad esempio *Dickite* prende il nome dal suo scopritore Dick, che lo descrisse nel 1908. *Halloysite* gli fu conferito nel 1826 da Berthier in omaggio a O. d'Halloy.

Altri ancora lo devono a qualche loro particolare aspetto, come ad esempio la *sepiolite,* detta anche « schiuma di mare » per il colore e la leggerezza del materiale, e che pure ricorda la leggerezza e la porosità del cosiddetto osso di seppia. *Vermiculite* lo deriva dal latino «vermicularis» col noto suo significato ed è dovuto alla tendenza degli aggregati di cristalli ad assumere una orientazione particolare in modo da dare al complesso un aspetto vermiforme [2]). *Clorite,* dal colore verdognolo del minerale, ecc.

ORIGINE E FORMAZIONE DEI MINERALI DELL'ARGILLA

Rispetto alla loro origine, i minerali dell'argilla vengono considerati quali minerali « secondari » nel senso di essere derivati, per alterazione, da minerali considerati come « primari » o « primitivi », ossia di diretta cristallizzazione per raffreddamento di magmi originariamente trovantisi allo stato igneo-fluido.

Questa formazione secondaria dei minerali dell'argilla può risa-

---

[1]) Cfr. GRIM - Op. cit. Pag. 29 e seg.
[2]) Cfr. ANDREATTA - Op. cit. Pag. 211.

lire a cause endogene o ad effetto di forze esogene, come lo sono quelle che presiedono all'alterazione delle rocce alla libera superficie della Terra.

Si possono inoltre distinguere forme, o modi di formazione più direttamente collegate con la litogenesi delle rocce sedimentarie e forme di più specifica pedogenesi, per alterazione in posto dei minerali.

Nel terreno, pertanto, possono venirsi a trovare minerali dell'argilla di origine primigenia ed altri di neoformazione. Nel primo caso il minerale viene acquisito in qualità di corpo preformato, come ad esempio nel caso di terreni che derivino dal più immediato spappolamento di rocce argillose; nel secondo caso, invece, essi rappresentano prodotti di nuova sintesi o modificazioni di precedenti minerali dell'argilla determinate dall'elaborazione pedoclimatica in atto. In quest'ultimo caso i minerali dell'argilla considerati sotto l'aspetto geologico o mineralogico quali « secondari » si comportano nei confronti della pedogenesi come « primari », in quanto che danno luogo a nuove sintesi dei prodotti della loro demolizione. Quest'ultimi, pertanto, si dovrebbero considerare come « terziari ».

Fra le forme derivate per effetto endogeno siano ricordate le formazione di argille, e pertanto quelle dei minerali dell'argilla, sorte in seguito ad un processo di autometamorfismo durante il quale rocce di origine eruttiva vengono profondamente trasformate da correnti idrotermali connesse alle stesse rocce.

Come fa presente ANDREATTA [1]) i materiali che più facilmente sono soggetti ad essere trasformati dalle soluzioni calde sono le parti più permeabili di un apparato eruttivo: di solito sono i tufi che vengono attaccati, ma qualche volta anche rocce effusive e persino intrusive possono subire i processi di argillificazione. Durante questi processi i feldspati vengono trasformati in aggregati di lamelle di minerali argillosi: le miche chiare in tipi vari di idromiche, le miche scure, i pirosseni e gli anfiboli in cloriti; il vetro vulcanico negli stessi minerali secondari sopra elencati, in rapporto alla sua originaria composizione chimica. Si formano così argille montmorillonitiche, halloisitiche, caolinitiche, illitiche o con altre idromiche, che contengono in parte o tutti i cristalli che non sono stati trasformati dalle correnti idrotermali o di esalazione, come il quarzo.

I giacimenti di questi tipi di argille sono abbastanza diffusi in tutti i paesi del mondo. Per l'Italia, ANDREATTA ricorda quelli di argille montmorillonitiche dell'Isola di Ponza [2]) ed i numerosi delle montagne

---

[1]) ANDREATTA, C. - *Mineralogia e cristallografia*. Bologna, 1957. Pag. 769.

[2]) Su queste argille dell'isola di Ponza si è occupato in modo particolare R. LUPINO. Egli le considera bentoniti, che vanno attribuite all'attività dei fluidi endogeni, rappresentanti probabilmente le ultime manifestazioni del vulcanesimo del

attorno a Schio (provincia di Vicenza), in gran parte ora intensamente sfruttati. Giacimenti di argille halloisitiche di questa origine sono noti a Capalbio in Toscana, dove si trovano pure argille illitiche. Contenenti caolinite sono le argille di alcuni piccoli giacimenti del complesso dei porfidi-tufi permiani del Trentino e dell'Alto Adige. La maggior parte dei giacimenti delle argille caolinitiche più pregiate, però, è di origine sedimentaria.

Fra le forme connesse con la litogenesi delle rocce sedimentarie è stato fatto presente [1]) che nelle acque marine, a causa della loro alcalinità e considerevole contenuto in calcio, viene ostacolata la formazione della caolinite, mentre invece viene favorita quella della illite, delle cloriti e della montmorillonite. Quest'ultima, tuttavia, sembra prevalere solo nei depositi più vicini alle coste, mentre si riduce e tende a scomparire in corrispondenza delle maggiori profondità oceaniche, a meno che nelle vicinanze non si abbiano attività vulcaniche con emissioni di materiali basici. Illiti e cloriti possono pure formarsi a sue spese per diagenesi, come pure a quelle della caolinite.

Ciò non ostante una certa quantità di caolino sembra essere tuttavia sempre presente nei sedimenti marini; qualora, però, essi ne fossero particolarmente ricchi sarebbe lecito pensare a speciali condizioni che ne abbiano favorito l'accumulo, come ad esempio, l'afflusso di fanghiglie caolinitiche provenienti da terre emerse ed a una loro rapida sedimentazione in modo da esserne seppellite e sottratte alle sfavorevoli condizioni dell'ambiente.

Le illiti sono molto comuni nelle rocce sedimentarie marine, ed in modo particolare in quelle scistose, ove costituirebbero il 50-100% dei minerali dell'argilla in esse contenute. Illiti possono giungere al mare dai continenti allo stato degradato per poi ripristinare qui il loro reticolo; illiti possono formarsi direttamente per ricomposizione di

---

gruppo insulare pontino. Il processo dell'alterazione è riferibile al tipo metasomatico idrotermale vulcanico e forse di alta termalità.

La bentonite pontina è composta da un minerale del gruppo della montmorillonite in misura non inferiore al 75%; contiene inoltre minerali del gruppo sericitico, granuli minerali diversi e silice amorfa.

(LUPINO, R. - *Sulla bentonite dell'isola di Ponza.* « La Ricerca Scientifica » Roma, 1954. N. 11.).

Bentoniti possono pure formarsi, per diagenesi, da ceneri vulcaniche magnesiache ad opera di acque, specialmente marine. (GRIM, op. cit. pag. 363). Le loro proprietà fisiche molto dipendono dal tipo del minerale montmorillonitico che le costituiscono e dalla natura dello ione scambiabile; se quest'ultimo è il sodio le bentoniti hanno un'alta colloidalità ed un elevato potere di rigonfiamento. Può assorbire 5 o 6 volte il suo peso di acqua rigonfiando fino a 15 volte il proprio volume secco. Il rapporto $SiO_2 : Al_2O_3$ è di circa 6 : 1.

[1]) GRIM, R.E. - *Clay mineralogy.* 1953. Pag. 351 e seg.

frammenti di reticoli andati distrutti nella pedogenesi terrestre; illiti possono formarsi nell'ambiente marino anche per diagenesi da altri minerali dell'argilla, come lo dimostrano gli studi di GRIM, DIETZ e BRADLEY (1949) [1]) che conclusero che nell'ambiente marino la caolinite per influsso di altri ioni può soggiacere a lente trasformazioni che la mutano in minerali illitici o cloritici. Per quanto riguarda poi la possibilità della trasformazione di minerali montmorillonitici in illite già si è accennato in precedenza.

Molto importanti sono inoltre le notizie che si hanno sulla composizione mineralogica dei materiali argillosi delle rocce spettanti alle varie epoche geologiche. Così quelle che ci parlano della pratica assenza della montmorillonite nei sedimenti argillosi del Paleozoico, per essersi trasformata col tempo in minerali di tipo micaceo, in seguito alla perdita dell'acqua interposta nel reticolo cristallino, e per l'assorbimento di potassio e di magnesio dalle acque circolanti a lor volta arricchitesi con gli elementi derivati dalla disgregazione di minerali ferromagnesiani e feldspatici.

Non viene però esclusa la possibilità che in certi periodi, od in certe località, le condizioni per la sua formazione (come pure per quella di altri minerali) non le siano state favorevoli [2]).

Anche la caolinite sembra essere scarsa nei sedimenti precedenti al Devoniano, per essersi pur essa trasformata in minerali micacei, sebbene durante un processo più lento, e quindi più lungo, di quello richiesto per la trasformazione della montmorillonite.

La scomparsa di questi due minerali dell'argilla nei sedimenti argillosi del Paleozoico determina evidentemente una indiretta prevalenza delle illiti e delle cloriti.

Nei sedimenti del Mesozoico e del Cenozoico, per la forte compartecipazione di minerali calcareo-magnesiaci, abbonda per lo più la montmorillonite e scarseggia la caolinite, favorita talora anche dalle abbondanti emissioni di ceneri vulcaniche durante l'intensa attività endogena che caratterizza alcuni periodi di queste Ere. La caolinite si associa, invece, frequentemente alle rocce argillose silicee o a sedimenti marini piritiferi.

In tutte le rocce calcaree e dolomitiche è largamente diffusa l'illite.

Sepioliti e attapulgiti si rinvengono di preferenza in sedimenti recenti e la loro formazione sembra essere favorita da un ambiente particolarmente salato.

---

[1]) WITHEHOUSE, U.G.-MC CARTER, R.S. - *Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water.* « Clays and clay minerals ». 1958. Washington. Pag. 82.

[2]) Presenza di montmorillonite, infatti, sarebbe stata osservata in sedimenti antichissimi, risalenti al Siluriano ed al Cambriano. (WEAVER, C.E. - *A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks.* « Clay and Clays Minerals ». 1958. Washington. Pag. 166.

Per quanto riguarda la caratteristica dei minerali dell'argilla che si possono rinvenire nella sedimentazione marina (o lacustre) si può dunque tener presente che parte di essi può rappresentare effettivamente prodotti di nuova sintesi; in parte essi possono costituire un prodotto di rigenerazione di minerali dell'argilla portati al mare in uno stato più o meno degradato, dalle correnti fluviali; in parte possono essere l'espressione di modificazioni conseguite in seguito a processi di diagenesi; in parte possono essere minerali dell'argilla di giacimenti terrestri e convogliati al mare con le torbide dei corsi d'acqua e poi conservati tali nei nuovi sedimenti marini.

La formazione dei minerali dell'argilla in conseguenza di normali processi dell'alterazione che si svolgono alla libera superficie della Terra, può essere considerata sotto un aspetto chimico, oppure quale più specifico gioco colloidale, oppure sotto una visuale più tipicamente mineralogico-cristallografica.

Sotto il rispetto chimico si contempla in modo particolare l'effetto dell'acqua, sola o associata ad altre sostanze in essa disciolte, fra le quali particolare importanza ha l'acido carbonico (e l'ossigeno).

L'acqua vi determina un processo di scissione idrolitica, ossia una scomposizione effettuata a mezzo delle sue molecole presenti allo stato dissociato ($H_2O = H^+ + OH^-$).

Sebbene la quantità di queste molecole dissociate sia estremamente piccola (un litro di acqua pura contiene un decimilionesimo di grammo di ioni H) tuttavia grandi possono essere gli effetti se considerati in rapporti alla massa ed al tempo.

L'idrolisi ha particolarmente importanza nell'alterazione dei silicati e, nel nostro caso specifico che riguarda la formazione dell'argilla, ha speciale interesse quella dei feldspati. Prendendo ad esempio la scomposizione dell'ortoclasio ($KAlSi_3O_8$), sale alluminico potassico di un presunto acido trisilicico ($H_4Si_3O_8$) [1]), la reazione si svolgerebbe secondo il seguente schema:

$$2\,KAlSi_3O_8 + 3\,H_2O = H_4Al_2Si_2O_9 + K_2H_2SiO_4 + 3\,SiO_2.$$

Si otterrebbe così silicato idrato di alluminio, sale dell'acido ortosilicico [2]), ritenuto il costituente della cosiddetta « vera argilla »; poi un silicato acido di potassio e silice gelatinosa.

Il silicato acido di potassio, per ulteriore idrolisi si scomporrebbe

---

[1]) Questo acido si può considerare derivato da 3 molecole di acido ortosilicico (H_4SiO_4) per eliminazione di 4 molecole di acqua, oppure da 3 molecole di anidride silicica e due di acqua.

[2]) Detta formula, infatti, può venir espressa anche nel seguente modo: $(HAlSiO_4)_2.H_2O$, tenendo però presente che quest'acqua non è di cristallizzazione, bensì di costituzione. (RAVENNA, C. - *Chimica pedologica*. Bologna, 1935. Pag. 7).

in acido silicico ed in potassa che per successiva combinazione coll'anidride carbonica passerebbe a carbonato potassico.

$$K_2H_2SiO_4 + H_2O + CO_2 = K_2CO_3 + H_4SiO_4 \ (= SiO_2 . 2\ H_2O).$$

Volendo considerare il fenomeno sotto un aspetto più ristretto di idrolisi, il processo può venir anche così raffigurato:

$$Si_3O_8 \left| \begin{matrix} Al \\ K^+ \end{matrix} \right. + H^+ + OH^- = Si_3O_8 \left| \begin{matrix} Al \\ H \end{matrix} \right. + K^+ + OH^-$$

Al radicale silicico negativo Si_3O_8 sono legati gli ioni metallici positivi: alluminio e potassio. Di essi si vuole far presente che mentre l'alluminio in qualità di debole base trivalente non ha molta tendenza a passare in soluzione, lo ione potassio è tenuto meno strettamente e sarebbe anzi probabile che si trovasse allo stato dissociato; verrebbe pertanto più facilmente idratato e spostato dall'idrogeno [1]).

La concezione colloidale della formazione dell'argilla è strettamente collegata con lo sviluppo assunto dalla chimica colloidale, che un trentennio addietro aveva raggiunto particolare vigore.

L'alterazione delle rocce, ed in modo speciale quella dei silicati feldspatici, si sarebbe manifestata all'inizio con fenomeni di idrolisi portando la maggior parte degli elementi costituenti allo stato di idrati. Di essi i più solubili sarebbero rimasti in soluzione e sarebbero stati quindi asportati in gran parte con le acque di percolazione; gli altri, in seguito ad addensamento delle molecole, avrebbero dato luogo a sostanze colloidali, in parte con carica positiva, ed in parte con carica negativa. Fra esse particolare importanza avrebbero avuto gli idrati di alluminio e di ferro, dotati di carica elettrica positiva, e quelli della silice, elettronegativi.

A causa di questo diverso stato elettrico, venendo fra loro a contatto, in un dato rapporto sì da permettere una quasi completa reciproca neutralizzazione delle loro cariche elettriche, oppure per effetto di elettroliti, si sarebbero formati dei coaguli, rappresentanti miscugli variabili di idrossidi alluminici (e ferrici) e di silice, in vario rapporto quantitativo e di contenuto acqueo. Essi sarebbero stati i principali costituenti, dotati di alto potere di adsorbimento e di scambio, delle argille, sì da costituirne la parte principale e da identificarsi talora con essa. Col tempo questi coaguli avrebbero potuto contrarre anche più intimi rapporti di natura chimica dando composti colloidali silicoalluminici con carica elettrica negativa, nuclei principali dell'autentica argilla.

---

[1]) LAATSCH, W. - *Dynamik der deutschen Acker - und Waldböden.* Dresden-Leipzig, 1938. Pag. 37).

La reazione viene così presentata: [1])

$$[Al(OH)_3]^+ + [n\,H_2O\,m\,SiO_2]^- = [Al(OH)_3.n\,H_2O\,m\,SiO_2]$$

Per comprendere ora la formazione dell'argilla, o più esattamente quella dei minerali dell'argilla, secondo la visuale di un processo mineralogico-cristallografico si deve presupporre che il lettore abbia già una conoscenza della struttura dei minerali secondo le moderne leggi della cristallografia; sapere, cioè, come gli atomi siano fra loro coordinati e collegati e quale sia la diversa configurazione dei reticoli e delle celle dei reticoli spaziali che determinano la consistenza e la struttura dei minerali stessi. Noi non possiamo ricordare qui questi principi di cristallografia perchè troppo lontano ci porterebbero dal tema che intendiamo svolgere.

La scomposizione dei silicati sotto questa visuale si collega con la struttura della molecola dell'acqua che oggi si ritiene foggiata idealmente a triangolo isoscele, acuto secondo alcuni, ottuso o schiacciato, secondo altri. Gli ioni idrogeno, monovalenti e positivi, sono situati ai vertici della base; lo ione ossigeno, bivalente e negativo, al vertice superiore. In base a questa struttura la molecola dell'acqua acquista una sensibilità al gioco delle forze elettriche: attratte dagli ioni si addensano ad essi intorno orientate con i loro poli di carica contraria. Compiono così un'azione di idratazione molto importante, specie quando gli ioni che le richiamano fanno parte di un reticolo cristallino. In questo modo esse hanno la tendenza e la possibilità a vieppiù avvolgerlo e ad isolarlo, rendendo sempre meno efficaci e più deboli i vincoli che lo tengono avvinto al reticolo stesso; ne permettono così un facile distacco, specialmente quando vengono a contatto con ioni che tendono a sostituirli nel complesso gioco di scambio. Particolarmente attivi in riguardo sono gli ioni idrogeno che si trovano dissociati nell'acqua.

Il meccanismo di questo processo, magistralmente esposto da Ciro ANDREATTA a pag. 683-686 del suo già citato volume « Mineralogia e Cristallografia », può venir così compendiato:

I feldspati vengono attaccati dall'acqua con un asporto selettivo e graduale dei componenti dei loro reticoli cristallini. I primi ad esserne allontanati sono i grossi cationi alcalini, seguiti ad una certa distanza dal calcio. I vuoti lasciati nel reticolo determinano un indebolimento generale del reticolo stesso e lasciano una facile via di circolazione all'acqua. Questa completa la sua opera determinando la totale distruzione del reticolo mediante l'allontanamento dei tetraedri SiO_4, naturalmente isolati oppure raggruppati in vari modi, e dei tetraedri AlO_4;

---

[1]) WIEGNER, G. - *Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung.* Dresden-Leipzig, 1929. Pag. 34.

questi ultimi si trasformano nell'ambiente acqueo quasi immediatamente in poliedri di coordinazione ottaedrici AlX_6, dove X può essere indifferentemente O oppure OH.

L'alterazione degli altri silicati segue all'incirca queste stesse linee.

Nei pirosseni e negli anfiboli si ha infatti un iniziale asporto dei cationi alcalini ai quali seguono successivamente quelli di calcio e indi quelli di magnesio e di ferro. L'allontanamento dei cationi metallici, che formano i ponti che legano le diverse catene di tetraedri, porta anche in questi minerali praticamente alla completa demolizione dei loro reticoli cristallini.

Nelle miche, che sono i silicati aventi i reticoli più stabili, si può notare ancora un asporto iniziale dei cationi alcalini, poi di quelli degli altri metalli. Sembra, però, che nelle miche non si abbia sempre una completa distruzione del reticolo cristallino da parte delle acque, ma una specie di reazione topochimica che mantiene inalterato nelle sue linee fondamentali il motivo strutturale. La sostituzione dei cationi metallici disposti fra gli strati silicatici delle miche da parte di molecole d'acqua, porta alla formazione di numerosissimi termini di minerali a reticolo stratificato denominati *idromiche*. Quando la sostituzione con molecole d'acqua è completa, almeno teoricamente perchè in realtà essa non è mai raggiunta, i reticoli delle miche si identificano con quelli delle montmorilloniti : dalle miche colorate octofilliti si formano Mg-montmorilloniti e dalle miche chiare eptafilliti si formano le equivalenti Al-montmorilloniti.

Olivine e feldspatoidi si alterano cedendo alle acque gli ioni in maniera analoga agli altri silicati, pure raggiungendo la totale dissoluzione dei loro reticoli. Anche in questi minerali si nota inizialmente l'allontanamento dei più grossi cationi alcalini che, come è noto, sono quelli più debolmente legati nel reticolo cristallino.

La distruzione dei reticoli cristallini, sempre secondo quanto scrive ANDREATTA, è seguita da una ricostruzione di altri reticoli. Tale ricostruzione può avvenire pressochè immediatamente, oppure seguire ad una certa distanza di tempo l'atto dell'asporto di particelle da reticoli cristallini. Questo ultimo è il caso più frequente dei silicati, da una parte dei prodotti di demolizione dei quali si originano nuovi reticoli in genere stratificati, appartenenti in prevalenza alla classe stessa dei silicati o ad altre classi, come a quella degli ossidi ed idrossidi. Questa tendenza dei prodotti di alterazione dei silicati a riunirsi per dare reticoli a strati è veramente caratteristica dell'ambiente superficiale.

Ricerche sperimentali avrebbero effettivamente dimostrato che le acque correnti portano in soluzione i metalli a più bassa valenza in qualità di ioni, il silicio in poliedri tetraedrici SiO_4, isolati o riuniti in gruppi, e altri cationi, pure ad alta valenza, probabilmente in poliedri ottaedrici come FeX_6, AlX_6 e TiX_6, dove X può rappresentare tanto O che OH.

Nelle acque i suddetti poliedri tetraedici ed ottaedrici si riuniscono con modalità varie in rapporto alle condizioni chimiche e fisiche dell'ambiente. Così in un mezzo basico contenente ioni di potassio ha luogo la formazione di reticoli di minerali del gruppo delle idromiche e delle sericiti; se sono scarsi o assenti gli ioni del metallo alcalino, nello stesso ambiente si originano reticoli di montmorilloniti. Via via che il mezzo da basico diviene acido si ha dapprima la costruzione di reticoli di halloisite e poi, in ambiente decisamente acido, di caolinite. Pertanto i fillosilicati micacei e quelli a strati tripli tendono a formarsi in ambiente alcalino, e quelli a strati doppi in ambiente acido.

In condizioni di decisa reazione alcalina, rispettivamente acida, ottaedri MX_6 e tetraedri SiO_4 possono legarsi non reciprocamente, ma formando edifici strutturali di poliedri dello stesso tipo: in ambiente fortemente basico gli ottaedri si riuniscono per spigoli a formare reticoli degli idrossidi, in particolare dell'idrargillite $Al(OH)_3$, del diasporo AlOOH, della goethite e della lepidocrocite FeOOH, mentre in ambiente decisamente acido i tetraedri suddetti possono costruire reticoli della silice e, come sembra, dapprincipio, almeno parzialmente, come β-cristobalite, che poi lentamente si dovrebbe trasformare in quarzo.

Non si deve credere, però, soggiunge ANDREATTA, che le riunioni di ottaedri e di tetraedri portino direttamente alla formazione di cristallini dei vari minerali, ben distinti e distinguibili. Può darsi che inizialmente abbiano origine soltanto limitati aggruppamenti di tali poliedri a formare delle « micelle colloidali » che non sono che blocchi di celle del reticolo. Queste, se sono avvolte da strati di molecole d'acqua assunte per adsorbimento (idrosoli), difficilmente possono riunirsi reciprocamente per formare porzioni maggiori di reticoli; ma se intervengono particolari elettroliti (salinità del mare), oppure se si verifica un graduale allontanamento dell'acqua, le stesse « micelle » si riuniscono e gradualmente costruiscono piccoli cristalli lamellari di minerali dell'argilla, di idromiche, di idrossidi e di silice allo stato cristallino, passando attraverso stati di idrogeli.

DISTRIBUZIONE E COMPARTECIPAZIONE DEI VARI MINERALI DELL'ARGILLA NEL TERRENO

La distribuzione e la compartecipazione dei vari minerali dell'argilla nel terreno dipende principalmente dalle seguenti circostanze:

— Presenza dei vari tipi di minerali dell'argilla nella roccia madre del terreno.

— Composizione mineralogica particolare della roccia madre del terreno.

— Influenza della pedogenesi climatica.

— Stato di maturità del terreno.

— Stato di coltura del terreno.

Per quanto riguarda il primo punto, evidentemente è ovvio che l'originaria presenza di un determinato minerale dell'argilla nella roccia madre può influire decisamente, almeno in un primo tempo, sulla sua presenza nella frazione argillosa del terreno, specialmente quando quest'ultimo si trovi ancora allo stato litopedico (rappresenti cioè ancora in modo prevalente un prodotto di disfacimento iniziale) e la roccia sia di facile disgregazione, come lo sono quelle ricche di argilla.

Rocce argillose, ad esempio, ricche di caolinite, daranno ovunque in un primo tempo terreni ricchi di caolinite. Rocce che includano vene o prodotti argillosi con predominio di un determinato minerale dell'argilla, lo lascieranno evidentemente in dotazione al terreno che esse daranno origine. Si tratta dunque di una eredità « in toto » di un dato minerale dell'argilla nella genesi del terreno.

Il secondo punto si riferisce alla presenza di particolari minerali che nei processi dell'alterazione hanno la tendenza a generare un determinato tipo di minerali dell'argilla piuttosto che un altro.

Rocce madri, ad esempio, ricche di mica tenderanno a generare minerali secondari a loro affini, e pertanto di tipo micaceo, mantenendo spesso anche i tratti fondamentali della struttura cristallina originaria.

Già infatti è stato segnalato l'evolversi della muscovite in illite e successivamente in montmorillonite passando per la fase delle idromuscoviti; così pure quello della biotite in vermiculite e successivamente pure in montmorillonite attraverso lo stadio delle idrobiotiti. Rocce eruttive petrograficamente acide, ossia ricche di silice, con alto contenuto in potassa e povere di calcio e di magnesio, favoriscono la formazione di argille con minerali di tipo micaceo; viceversa rocce ricche di feldspati sodico-calcici favoriscono quella della montmorillonite, e qualora ricche di pirosseni, di anfiboli o di altri silicati ferromagnesiani, quella della nontronite. Ricchezza di biotite e di orneblenda favorisce la formazione della vermiculite e delle cloriti. [1]).

---

[1]) Ricordiamo, a titolo di esempio, che anche recentemente tra i prodotti di alterazione di terreni giapponesi si è osservata la seguente successione mineralogica: orneblenda —> clorite —> vermiculite —> montmorillonite; come pure mica —> vermiculite.

In altri terreni con climi caratterizzati da una temperatura m.a. di 15° C ed una precipitazione m.a. di 1871mm, il diallagio di un gabbro si altera dapprima in clorite e poi in vermiculite ed in montmorillonite talora in forme alternate.

In terreni cileni derivati da ceneri vulcaniche di tipo basaltico ed andesitico in climi con 10.3-13.5° C di temperatura m.a. e 850-2500 mm di precipitazione m.a. si è constatata la seguente evoluzione: vetro vulcanico —> allofano —> caolinite e halloysite.

(Zeitschr. f. Pflanzenernährung, ecc. H. 1. 1964. Pag. 91-92).

Riguardo al terzo punto, ossia sull'influenza del clima sulla pedogenesi e con essa quella del tipo pedoclimatico del terreno in formazione, si rileva la sua importanza nell'indirizzare la genesi del minerale dell'argilla o la sua trasformazione secondo un determinato orientamento.

Nelle pagine precedenti già si è accennato quanta importanza abbiano le caratteristiche dell'ambiente di formazione sulla ricostruzione dei reticoli cristallini dei minerali dell'argilla. Nel terreno le cose non vanno in modo dissimile. Anche qui ha spesso decisiva importanza non solo la qualità e la quantità degli elementi presenti che possono partecipare alla sintesi del cristallo, ma anche la reazione del mezzc nel quale esso si forma.

In ambiente acido (per lo più con reazioni inferiori a pH 5) la silice è praticamente insolubile; relativamente solubili lo sono invece, in queste condizioni, i sesquiossidi ferroalluminici. Abbondanza di allumina, povertà di silice e di basi favoriranno così la formazione di minerali a basso rapporto $SiO_2:Al_2O_3$ e pertanto quella della caolinite. A sua volta se il terreno già la contiene, essa avrà la tendenza a conservarsi più a lungo di altri minerali più sensibili a questi esponenti acidimetrici, quali la montmorillonite, e pertanto essa non solo avrà la possibilità di concentrarsi nel terreno, ma anche di formarsi da essi via via che l'idrogeno andrà a sostituire il loro calcio ed il magnesio causando una demolizione dei loro reticoli cristallini.

In un ambiente neutro e debolmente alcalino la quantità di silice che tende a passare in soluzione è in progressivo aumento; diminuisce, viceversa, quella dei sesquiossidi, che tendono a flocculare. Viene così favorita la formazione di argille con minerali a maggiori quantità di silice rispetto all'allumina e pertanto a seconda del catione predominante che vi ha partecipato alla nuova sintesi, minerali di tipo micaceo o montmorillonitico, che in questo mezzo sono anche le forme più stabili. E' quando avviene negli orizzonti B di molti Podzol ove i minerali di questo tipo sono appunto i prevalenti.

In ambiente alcalino, poi (pH superiore a 9) silice ed allumina sono entrambi solubili, quindi presenti nelle soluzioni allo stato di ioni e pertanto con maggiori possibilità di reazione.

Da quanto ora esposto si deduce che in un clima piovoso, ove il dilavamento delle basi che si liberano durante i processi dell'alterazione sia rapido si offriranno condizioni più propizie per lo sviluppo di minerali caolinitici, viceversa in climi a dilavamento moderato, che consentano una lunga permanenza di questi elementi nel terreno, sì da impartirgli reazioni alcaline, verranno favorite le formazioni di altri minerali, in modo particolare di quelli montmorillonitici e micacei. Evidentemente per la formazione delle illiti è indispensabile la presenza del potassio.

Per gli stessi motivi è poi possibile che anche da rocce basiche ossia ricche di calcio e di magnesio, si possa formare caolinite qualora rapido sia il loro dilavamento.

Rispetto al quarto punto che contempla lo stato di maturità del terreno, è evidente che l'elaborazione pedogenetica avrà effetti tanto più appariscenti quanto più il terreno avrà raggiunto l'equilibrio con l'ambiente climatico in cui esso si è formato, ossia quanto più esso sarà *maturo*.

I minerali dell'argilla giunti al terreno attraverso la roccia madre rappresentano ancor sempre una caratteristica della litosfera; un materiale primo che dovrà venir rielaborato dai fattori pedogenetici che ora agiscono su esso e che li trasformeranno secondo le leggi del nuovo ambiente fino a raggiungere la nuova forma di equilibrio fisico-chimico e mineralogico. E' in virtù di questi processi che un minerale dell'argilla può trasformarsi o ricomporsi in un altro più consono alle condizioni pedoclimatiche del nuovo ambiente.

Riguardo all'ultimo punto è evidente che un'agricoltura sana e progredita che miri a conservare o a raggiungere le condizioni ottimali del terreno sul quale agisce, favorirà la formazione od il mantenimento dei minerali montmorillonitici ed illitici. Conservando al terreno una reazione neutra ed una conseguente sufficienza basica verrà evitata la formazione della caolinite. A mezzo delle concimazioni potassiche si potranno reintegrare i reticoli delle illiti degradate eventualmente presenti facendo sì che tutta la potassa fornita al terreno possa così andare a completo beneficio delle colture.

I MINERALI DELL'ARGILLA NEI TERRENI ITALIANI

Circa la compartecipazione dei vari minerali dell'argilla nei terreni italiani molte sono le notizie che si hanno, ed in modo particolare in base alle ricerche compiute dall'Istituto di chimica agraria dell'Università di Pisa e dall'Istituto di chimica forestale dell'Università di Firenze.

Sappiamo così oggi che nei terreni argillosi provenienti dalla grande formazione argillosa terziaria, ed in modo particolare di quella miopliocenica, tanto tristemente nota per la diffusione che ha in essa il *calanco*, la caratteristica morfologia di erosione tanto dannosa all'agricoltura, prevalgono i componenti illite, caolinite, un termine intermedio fra la clorite e la vermiculite, e, saltuariamente, minerali del gruppo della montmorillonite, quest'ultimi più frequenti nell'Italia meridionale che non in quella settentrionale.

CECCONI e RADAELLI, che ci forniscono queste notizie [1]), trovano ad esempio, nella frazione argillosa con diametro inferiore a mm 0.002, di terreni prelevati in corrispondenza di formazioni argillose, i seguenti minerali con i relativi rapporti di frequenza:

Emilia: Settore di Bologna (Pliocene): illite (50), caolinite (40), clorite-vermiculite (tracce), montmorillonoidi (10).

Settore di Ravenna (Pliocene): illite (70), caolinite (10), clorite-vermiculite (20).

Settore di Forlì (Pliocene): illite (45), caolinite (10), clorite-vermiculite (45).

Toscana: Settore di Siena (Pliocene) (due campioni): illite (50) (60), caolinite (15) (10), clorite-vermiculite (35) (30).

Lucania: Settore di Matera (Pliocene): illite (45), caolinite (20), clorite-vermiculite (tracce), montmorillonoidi (35).

Settore di Potenza (Argille scagliose) [2]) (2 campioni): illite (30) (40), caolinite (40) (20), clorite-vermiculite (10) (40), montmorillonoidi (20).

Calabria: Settore di Reggio Calabria (Argille scagliose) (3 campioni): illite (35) (25) (20), caolinite (20) (25) (10), clorite-vermiculite (45) (50) (70).

Sicilia: Settore di Trapani su formazioni argillose mioceniche: illite (25), caolinite (40), clorite-vermiculite (5), montmorillonoidi (30).

Settore di Agrigento pure su formazioni argillose del Miocene: illite (50), caolinite (25), clorite-vermiculite (25).

Ricerche eseguite da LOTTI sulla frazione argillosa di terreni derivati da sedimenti prevalentemente argillosi del mio-pliocene toscano [3]) hanno pure messo in evidenza la predominanza dell'illite; essa è accompagnata quasi sempre dalla caolinite e qualche volta da minerali clo-

---

[1]) CECCONI, S.-RADAELLI, L. - *Minerali argillosi di terreni su formazioni calanchive.* « La Ricerca Scientifica ». Roma, 1957. N. 10.

[2]) Ricordiamo che le *argille scagliose* si sono formate in conseguenza di un principio di dinamometamorfismo. Sono rocce argillose di vario colore, mediocremente indurite, che si dividono facilmente in scaglie più o meno lucenti. Non sono immediatamente plastiche, ma lo diventano facilmente dopo un periodo più o meno lungo di alterazione, con lo sminuzzarsi e reidratarsi. Sotto l'azione delle acque meteoriche, infatti, si sgretolano e si sfasciano con grande facilità, dando luogo a continui franamenti superficiali, con profondi solchi di erosione (calanchi). Hanno per lo più età eocenica, o comunque anteriore al Miocene medio. (ARTINI, op. cit. Pag. 585 e NOVARESE, op. cit. Pag. 30).

[3]) LOTTI, G. - *Le argille di una serie di terreni mio-pliocenici toscani.* « Agrochimica ». Vol. II. N. 2, 1958.

ritici in quantità generalmente assai piccole. Fra i minerali accessori di questa frazione argillosa è stato riscontrato il quarzo in tutti i campioni esaminati; la calcite, presente nelle frazioni provenienti dai terreni calcarei pliocenici, era invece assente in quelli miocenici; l'ematite si è riscontrata in piccole quantità nei terreni pliocenici ed invece in forti quantità in quelli miocenici, assieme ad altri accessori quali diasporo, plagioclasi, ecc.

LISANTI [1]) sui terreni provenienti da argille scagliose della Lucania, prelevati nelle province di Potenza e di Matera, trova prevalenza di illite, pochi tipi cloritico-vermiculitici e poca caolinite. Fra i minerali accessori abbonda la calcite; v'è inoltre presenza di quarzo, goethite, ematite, boehmite, orneblenda e apatite.

POLIZZOTTI e GRILLONE [2]) sulla frazione argillosa (inf. 0.002 mm) di argille del Piacenziano di S. Stefano Camastra trovano illite ben cristallizzata (50-60%); clorite (30-40%) e caolinite (10-20%).

In qualità di minerali accessori: quarzo, calcite, pirite, biotite, muscovite, ossido di ferro idrato.

Siano qui ricordate le ricerche sulle argille scagliose ofiolitifere toscane costituite prevalentemente da marne ed argille varie, da calcari alberesi, da arenarie e massi ofiolitici. La frazione più sottile di questi terreni (inferiore a due millesimi di millimetro) è costituita in modo prevalente da illite accompagnata quasi sempre da caolinite in misura talvolta assai elevata. Talora v'è pure presenza di minerali cloritico-vermiculitici.

Fra i minerali accessori si nota principalmente quarzo, calcite, ematite, diasporo, orneblenda, boehmite, goethite, ossidi di manganese [3]).

Sui sedimenti pliocenici e quaternari della Valsesia GIUSEPPETTI e collaboratori mettono in evidenza che la caolinite rispetto l'illite è tanto più abbondante quanto più antico è il sedimento [4]).

---

[1]) LISANTI, L.E. - *Ulteriori ricerche sui terreni provenienti dalle « argille scagliose »*. « La Chimica e l'Industria ». Vol. 44. N. 3. 1962.

[2]) POLIZZOTTI, G.-GRILLONE, M.D. - *Contributo alla conoscenza delle argille siciliane. L'argilla di S. Stefano Camastra.* « La Chimica e l'Industria ». Vol. 45. N. 4, 1963.

[3]) LOTTI, G.-BALDINI, B. - *Ricerche strutturali sui terreni toscani derivati dalle « argille scagliose »*. « La Ricerca Scientifica ». N. 10. 1959.

[4]) GIUSEPPETTI, G. e collab. - *Weathering materials of igneous rocks and sedimentary deposits from Valsesia, Italy.* Proc. Int. Clay Conf. Stockholm. 1, 139-148 (1963). Da Zeitschr. f. Pflanzenernährung ecc. Januar 1964. Pag. 93.

Sia ancora ricordato che nelle zone asciutte della Sicilia ammantate da *terre nere* che riposano su marne, arenarie, argille, conglomerati, ecc. prevalgono i montmorillonoidi (80-90%) accompagnati costantemente da caolinite (10-20%). In certi casi è pure presente l'illite, ed allora essa diviene il minerale dominante (60-70%) seguito da montmorillonoidi e da caolinite [1]).

Su terreni derivati da complessi arenacei, arenaceo-marnosi e conglomeratici si hanno le seguenti notizie:

Ricerche di LOTTI e CARLONI [2]) sui terreni derivati dal complesso arenaceo tipo « macigno », la nota sedimentazione oligocenica tanto diffusa in Toscana, hanno posto in evidenza la prevalenza, nella frazione argillosa, di termini intermedi fra le cloriti e le vermiculiti, ed in quantità subordinata, spesso assai piccola, di illite e di caolinite.

Sia ricordato in proposito che i citati termini intermedi cloritico-vermiculitici si ritiene provengano dall'alterazione di una mica alluminifera diottaedrica, che poi, in seguito a perdita di potassio, permetterebbe al reticolo di espandersi fino a dar luogo ad un tipo di vermiculite con gli strati ottaedrici occupati dall'alluminio (vermiculite diottaedrica). Si fa altresì presente che in questa trasformazione si passi anche attraverso minerali cloritici. Sono pertanto forme ancora in fase di evoluzione verso minerali più stabili.

Tra i minerali accessori sono stati identificati: quarzo, ematite, goethite, boehmite, diasporo, orneblenda, calcite e ossidi di manganese.

Gli ossidi « liberi » di ferro, espressi come Fe_2O_3, sono presenti nelle argille in esame in una quantità che va dal 3.7 al 7.8%, e sono in accordo con i risultati delle analisi a raggi X e termicodifferenziali, mediante i quali sono stati identificati numerosi minerali di ferro e ossidi amorfi.

Altre ricerche sono state eseguite da LOTTI [3]) su terreni derivati da quel complesso di rocce sedimentarie costituito da conglomerati quarzosi, arenarie quarzitiche, scisti e filladi, noto col nome di Verrucano (dal M. Verruca) ed attribuito generalmente al Permiano, ma la cui età si stende più verosimilmente fra il Carbonifero superiore ed il Trias. E' particolarmente diffuso nei Monti Pisani.

Le frazioni argillose di questi terreni contengono illite e caolinite nonchè una certa quantità di minerali del tipo clorite-vermiculite.

---

[1]) MALQUORI, A.-CECCONI, S. - *Minerali argillosi e sostanza organica di terre nere mediterranee. I. Sicilia.* « Agrochimica ». Vol. I. N. 1, 1956.

[2]) LOTTI, G.-CARLONI, L. - *Le argille dei terreni oligocenici derivati da arenaria « macigno ».* « La Chimica e l'Industria ». Vol. 42. N. 4, 1960.

[3]) LOTTI, G. - *Le argille dei terreni quaternari delle colline pisane.* « Agrochimica ». Vol. II. N. 4. 1958.

L'illite proviene dalla trasformazione delle rocce potassiche acide del Verrucano e dagli scisti sericitici. La caolinite si forma in uno stadio successivo di argillificazione in seguito ad asportazione spinta delle basi, come conseguenza del dilavamento.

Fra i minerali accessori è stata accertata la presenza di quarzo, di goethite, di orneblenda, di ematite, di boehmite, di sericite, di ossidi di manganese, ecc.

I terreni ciottolosi quaternari deposti da torrenti che scendevano precipitosi dalle pendici dei Monti Pisani, e che oggi costituiscono gran parte delle colline pisane da Fauglia a Orentano, si trovano in evidenti relazioni con i terreni sopra citati. La parte argillosa che essi contengono è pertanto pur essa costituita da illite e da caolinite. Come minerali accessori contengono notevoli quantità di quarzo e di ematite; poi diasporo, orneblenda e ossidi di manganese.

Sui terreni della grande formazione delle « terre rosse », i ben noti terreni derivati dalle rocce calcaree di tipo carsico, che tanta diffusione hanno in Italia, si è occupato in modo particolare CECCONI [1]).

In campioni provenienti dal Carso Goriziano (Doberdò e M. di Medea) e da analoghe formazioni della provincia di Udine (M. Cavallo), come pure di altre contrade d'Italia (Toscana, Umbria, Puglia) le analisi condotte sulla frazione argillosa (particelle con diametro inferiore a 0.002 mm) hanno mostrato di essere costituite principalmente da illite e da caolinite [2]). I minerali del gruppo della montmorillonite sarebbero assenti, tuttavia CECCONI fa presente [3]) che fra essi, nelle frazioni argillose delle « terre rosse », che di solito sono ricche di ferro, potrebbe trovarsi la nontronite, la quale però, per essere facilmente attaccabile dagli acidi minerali, potrebbe essergli sfuggita all'esame con i raggi X, dal momento che per queste analisi i campioni di argilla erano stati deferrizzati anche con acido cloridrico normale a caldo [4]).

Egli fa inoltre presente che nelle « terre rosse » del Goriziano accanto ad illite e caolinite ha potuto riscontrare pure la presenza di

---

[1]) CECCONI, *S.* - *Minerali argillosi della terra rossa mediterranea.* Annali della Sperimentazione Agraria. Roma, 1954.

[2]) Facciamo presente che lo stesso autore in una nota precedente pubblicata in « La Ricerca Scientifica » (N. 9. 1953) sotto il titolo *Minerali argillosi della terra rossa mediterranea* così scriveva: « Le analisi ai raggi X condotte sulle frazioni argillose ($<2\mu$) separate per levigazione, previa dispersione con NaOH al 0.04%, hanno indicato che il principale costituente minerale di queste frazioni è del tipo *illite,* il quale solo in un campione (Puglia) si trova associato con una certa quantità di caolinite ». Evidentemente deve essere incorso in un involontario errore.

[3]) CECCONI, S. - *Ulteriori osservazioni sui minerali argillosi della terra rossa mediterranea.* « La Ricerca Scientifica ». 1956. N. 3. Roma.

[4]) Piccole quantità di montmorillonoidi nella « terra rossa » sarebbe stata infatti segnalata nell'Umbria (?) da LIPPI BONCAMBI-MACKENZIE-MITCHELL (« Clay Miner. Bull. » 2. 281. (1955) come ricordato da CECCONI in *Ulteriori osservazioni,* ecc.).

una vermiculite diottaedrica contenente in prevalenza alluminio negli strati ottaedrici, e derivata con molta probabilità da una mica alluminosa.

Circa la formazione dell'illite e della caolinite nelle « terre rosse » ritiene che esse facessero parte dell'argilla dei sedimenti marini mescolatasi in seguito colle melme calcaree organogene e di cui si è potuto dimostrare la presenza in alcuni residui di calcari della Toscana.

Sui terreni derivati da rocce eruttive notizie di carattere generale scaturiscono dagli studi di CECCONI e RADAELLI [1]) eseguiti sulle frazioni argillose di terreni raccolti nelle regioni vulcaniche del Veneto (Colli Euganei), della Toscana (Monte Amiata e Radicofani), del Lazio (Monti Vulsini, Cimini e Vulcano Laziale), della Campania (Roccamonfina, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio), della Lucania (M. Vulture), della Sicilia (Monti Etna ed Iblei) e della Sardegna (Monte Ferru).

Si avrebbe così constatato che nei termini più giovani, quali ad esempio le formazioni a lapilli della zona vesuviana ed etnea, non si manifestano ancora distinti processi di argillificazione, e pertanto il materiale più fine sarebbe ancora costituito da minerali primari (plagioclasi e feldspatoidi), tutt'al più con superficie ricoperta da prodotti amorfi di neoformazione.

Negli altri terreni vulcanici ancora relativamente recenti, ma più antichi degli altri ora citati, vi si troverebbero solo minerali del gruppo della caolinite e dell'illite, in quantità più o meno equivalenti.

Nelle formazioni di più antica eruzione, come lo sarebbero quelle diffuse nella regione dei Colli Euganei ed in Sardegna, specialmente in corrispondenza di rocce basaltiche, prevarrebbero i termini montmorillonoidi, spesso associati ad illite e a caolinite.

A questo proposito si farà notare (1963) che la presenza dei montmorillonoidi in questi distretti vulcanici più antichi (Colli Euganei, Monti Iblei e gruppo del Monte Ferru) non costituirebbero sempre materiali di primo stadio nell'evoluzione dei prodotti emessi dai vari vulcani, ma piuttosto materiali derivati ad esempio dalla degradazione delle miche per perdita di potassio. Tale ipotesi potrebbe essere avvalorata anche dal fatto che nei terreni in questione l'illite si trova di solito in forma molto degradata.

Nel 1963 CECCONI perfeziona e riassume i risultati delle ricerche compiute in queste zone di origine eruttiva [2]) e da questo studio si possono trarre le seguenti deduzioni:

---

[1]) CECCONI, S.-RADAELLI L. - *Minerali argillosi di terreni provenienti da zone vulcaniche.* « La Ricerca Scientifica ». N. 5. 1957.

[2]) CECCONI, S. - *Minerali argillosi di terreni provenienti dai principali distretti vulcanici d'Italia.* « La Ricerca Scientifica ». Rendic. B N. 4. 1963.

Veneto. In corrispondenza dei Colli Euganei, centro eruttivo dell'epoca terziaria, nei terreni derivati da trachiti (Praglia e Case Selva in comune di Teolo; Zovon in comune di Vò) prevale l'illite e, alle volte, la montmorillonite (che però può essere anche assente); la caolinite è presente solo in piccole quantità e in un caso pure la clorite. Nei terreni derivati da basalti vi è una forte presenza di montmorillonite sull'illite; in quelli derivati dall'andesite si riscontra quasi esclusivamente montmorillonite. In tutti i campioni v'è poi presenza di materiale amorfo ai raggi X di tipo probabilmente allofanico.

Toscana. Nei terreni derivati dalle trachiti del Monte Amiata, originatosi alla fine del Terziario, predomina l'illite seguita da minerali del gruppo della caolinite, da quelli della clorite nonchè da materiale amorfo. Tralasciamo i terreni provenienti dalle rocce basaltiche e andesitiche di Radicofani essendosi rilevato che probabilmente sono mescolate ad argille plioceniche.

Lazio. Nei Monti Vulsini, costituiti da tufi stratificati formatisi nel post-Pliocene, la frazione argillosa dei terreni contiene in prevalenza illite degradata, accompagnata da miscele di caolinite-metahalloysite e da minerali amorfi.

Nei Monti Cimini, costituiti da tufi leucotefritici e andesitici, pure deposti alla fine del Pliocene, la composizione mineralogica della frazione argillosa dei terreni non cambia. Per di più, talvolta, v'è presenza di minerali interstratificati del tipo clorite-vermiculite e clorite-montmorillonite, in piccola quantità.

Nei terreni provenienti dal Vulcano Laziale, costituito da materiali effusivi di tipo leucititico, la composizione minerale è praticamente la stessa di quella precedentemente descritta.

Campania. I terreni derivati da rocce leucitiche, trachitiche e basaltiche emesse alla fine del Pliocene e durante il Quaternario, a Roccamonfina contengono metahalloysite e poca illite degradata.

Nei Campi Flegrei prevalgono tufi trachitici e piperno di prevalente deposizione quaternaria. I terreni contengono illite e quasi sempre montmorillonite con predominanza ora dell'una ora dell'altra. La caolinite è pure presente in piccole quantità, mentre saltuaria è la presenza di minerali interstratificati e quella di minerali amorfi.

Nella regione del M. Somma-Vesuvio, pure di recente età, il materiale eruttato è costituito da leucotefriti, leucobasaniti, leucitofiri e basalti leucitici. La frazione argillosa contiene illite, miscele di caolinite-metahalloysite e minerali interstratificati.

Lucania. I terreni derivati dal M. Vulture di origine quaternaria e di natura fonolitica, tefritica e basaltica, presentano miscele di caolinite-metahalloysite, illite, minerali interstratificati e amorfi; in qualche caso pure montmorillonite.

Sicilia. I terreni del M. Etna, originatosi nel Quaternario e costituito da lave basaltiche, presentano nella frazione argillosa illite, seguita da caolinite-metahalloysite, materiale amorfo e minerali interstratificati.

Nei Monti Iblei, invece, originatisi nella seconda metà del Terziario e costituiti pure da basalti e da tufi basaltici, predominano i montmorillonoidi, mentre l'illite vi è contenuta in quantità minime.

Sardegna. I terreni derivati dalle rocce basaltiche del Monte Ferru contengono pure montmorillonoidi in notevoli quantità accompagnati da illite, caolinite e piccole quantità di materiali amorfi.

In conclusione l'*illite*, più o meno degradata, è predominante in corrispondenza del M. Amiata, dei Vulsini, dei Cimini, del Vulcano Laziale, dei Campi Flegrei, del Somma-Vesuvio, del Vulture e dell'Etna. Pure presente nei Colli Euganei, è invece assente o quasi nel gruppo dei monti Iblei.

I minerali del gruppo della *caolinite* sono anch'essi quasi ovunque presenti. Sono predominanti nel gruppo di Roccamonfina; praticamente assenti lo sono invece negli Iblei. Di solito la loro presenza avviene quale miscela di caolinite e di metahalloysite in rapporti difficilmente valutabili. In riguardo è stato rilevato che non si nota presenza di metahalloysite nei campioni provenienti dal M. Amiata, dai Campi Flegrei, dai monti Iblei e Ferru; nel distretto di Roccamonfina, invece, rappresenta il dominante minerale dell'argilla e non è accompagnata dalla caolinite.

I *montmorillonoidi* prevalgono spesso nei terreni dei Colli Euganei ed in modo particolare nei Monti Iblei ove rappresentano praticamente gli unici minerali dell'argilla ivi presenti. Notevoli quantità si riscontrano pure nei terreni del M. Ferru, dei Campi Flegrei e, in quantità minore, in quelli del M. Vulture.

I minerali *cloritici* sono stati individuati in alcuni campioni dei Colli Euganei, del M. Amiata e del Vulcano Laziale. Come termini interstratificati clorite-vermiculite sono stati trovati nei M. Cimini, come clorite-montmorillonite pure nei M. Cimini e nei Campi Flegrei.

Minerali amorfi ai raggi X, di tipo probabilmente allofanico, sono stati trovati in quasi tutti i campioni analizzati.

Sui terreni vulcanici dei *Colli Albani*, derivati da tufi, pozzolane, e peperini, scorie e lapilli, lave leucitiche, riferisce G. LOTTI [1]).

Questi terreni neovulcanici si collegano all'attività del Vulcano Laziale, emerso nel Quaternario dal mare pliocenico della Campagna Romana. Sulle frazioni argillose costituite da particelle con diametro

---

[1]) LOTTI, G. - *Ricerche sui terreni vulcanici dei Colli Albani.* « La Chimica e l'Industria ». Vol. 45. N. 6. 1963.

inferiore a due millesimi di millimetro, si è notata la costante presenza di illiti e di minerali della serie delle cosiddette kanditi (caoliniti e metahalloysiti) fra le quali primeggia la metahalloysite. In qualche caso è stata riscontrata pure la presenza di minerali interstratificati, a più alta attività colloidale, come termini cloritico-vermiculitici o montmorillonitico-vermiculitici. E' stata infine pure messa in evidenza la presenza di materiale amorfo (allofane) o a bassissima cristallinità. Fra i minerali accessori si sono riscontrati: augite, feldspati, leucite, quarzo, apatite, calcite, goethite, ematite, diasporo, serpentino e gibbsite.

Ricerche eseguite da CARLONI e LOTTI [1]) sulle frazioni argillose di terreni provenienti dalle trachiti toscane, ed in modo particolare da quelle affioranti in provincia di Pisa, di Livorno e di Grosseto, hanno messo in evidenza che mentre in corrispondenza delle trachiti comuni note col nome di *toscaniti*, i materiali argillosi contengono fondamentalmente illite e caolinite, in corrispondenza delle trachiti fortemente micacee, dette *selagiti*, diffuse nella zona di Montecatini-Orciatico, prevalgono le vermiculiti, che probabilmente rappresentano uno stadio intermedio dell'alterazione della biotite.

Fra i minerali accessori sono stati identificati: quarzo, goethite, boehmite, diaporo e gibbsite.

I terreni granitici dell'isola d'Elba sono stati studiati da LOTTI [2]). Le analisi eseguite su 12 campioni di terreno hanno messo in evidenza, nelle frazioni argillose, la presenza dell'illite e della caolinite; in molti casi minerali a comportamento intermedio fra le vermiculiti e le cloriti.

Sulla frazione argillosa si nota poi la presenza di una considerevole quantità di ossidi « liberi » di ferro, che, espressò come Fe_2O_3 ammonta a 1.3 - 6.4%; minore, invece, è la quantità di ossidi « liberi » di alluminio, che, espressi come Al_2O_3 è di 0.4 - 2.5%.

Tra i minerali accessori è stato riscontrato il quarzo, la goethite, la boehmite, l'ematite, l'orneblenda, l'apatite e il feldspato.

Terreni derivati da rocce ofiolitiche (serpentinose) toscane studiati da MALQUORI e CECCONI [3]) hanno dimostrato di essere costituiti, nella loro parte argillosa, in modo predominante da filliti a 14 Å, fra le quali si è potuto riconoscere la presenza di montmorillonoidi, di vermiculite e di cloriti.

Trattandosi di silicati prevalentemente ferro-magnesiaci facilmen-

---

[1]) CARLONI, L.-LOTTI, G. - *Le argille dei terreni provenienti dalle trachiti toscane.* « Agrochimica ». Vol. IV. N. 2. 1960.

[2]) LOTTI, G. - *I terreni granitici dell'isola d'Elba.* « Agrochimica ». Vol. V. N. 4. 1961.

[3]) MALQUORI, A.-CECCONI, S. - *Minerali argillosi di terreni provenienti da rocce ofiolitiche.* « La Ricerca Scientifica ». Roma. 1956. N. 4.

te decomponibili con acidi minerali, i montmorillonoidi dovrebbero essere rappresentati da minerali del tipo nontronite (Fe-montmorillonite e del tipo saponite (Mg-montmorillonite) ossia un montmorillonoide triottaedrico prevalentemente magnesiaco.

Presenti pure forme mineralogiche a struttura mista clorite-montmorilloninte (montmorilloniti cloritizzate), oppure forse quelle di cloriti rigonfiabili.

Su terreni che in un certo modo si possono collegare con materiale di origine eruttiva (tufi) anche se riposanti su substrati calcarei, ricordiamo i risultati delle ricerche di GATTORTA [1]) sulla regione del Lazio. Indagini intraprese per il miglioramento dei pascoli di montagna hanno potuto constatare come la frazione argillosa dei diversi terreni di altipiano abbia composizione mineralogica del tutto omogenea anche se il substrato litologico, le condizioni pedoclimatiche ed i caratteri chimico-fisici del suolo differiscano sensibilmente da luogo a luogo.

E' stata riscontrata la presenza prevalente di caolinite o del suo gruppo, associata a quantità variabili di illite (specialmente nei terreni provenienti dal disfacimento di calcari selciosi del Lias medio come nella zona del M. Terminillo) e di una fillite di comportamento analogo a quello della vermiculite.

Sui terreni prosciugati dal bonificamento di zone lagunari e bareniche si è potuto individuare un tipo di argilla caratteristico di questi suoli. Si tratta di terreni calcarei che sono stati lungamente sommersi in acque salmastre. Essi contengono accanto ad illite e caolinite, quantità sensibili di un minerale di tipo montmorillonitico che in qualche caso è assolutamente predominante.

Ricordiamo, infine, che recenti ricerche di GIUSEPPETTI e coll. [2]) sui prodotti di alterazione di rocce eruttive della Valsesia constatarono che in corrispondenza di graniti e di porfidi si formavano caolinite, fireclay [3]), halloysite, allofano e gibbsite. Mentre dall'alterazione delle miche primarie e da quelle secondarie sorte da feldspati traeva per lo più origine caolinite ben formata, dalla pasta fondamentale dei porfidi si formava allofano-halloysite, che in seguito a desilicizzazione potevano trasformarsi in gibbsite.

---

[1]) GATTORTA, G. - *Natura mineralogica dell'argilla in terreni di altopiano e di palude.* Annali della Stazione chimico-agraria sperimentale di Roma. S. III. A. 1960.

[2]) GIUSEPPETTI, G. e collab. - Op. cit.

[3]) *Fireclay* è una caolinite pseudo-monoclina, detta anche caolinite pM in contrapposto alla caolinite T, normale ossia triclina. Appartiene al gruppo delle cosiddette caoliniti « disordinate », perché presentano una sovrapposizione disordinata degli elementi binari. Si è anche proposto di chiamarla col nome di *mellorite* o con quello di *levesite*. (CAILLÈRE-HÉNIN, pag. 169 e MILLOT, pag. 16).

Da quanto esposto si deduce come il componente principale e più diffuso nell'argilla dei nostri terreni sia l'illite, minerale molto prezioso non solo per contenere una considerevole quantità di potassio costituzionale, ma anche per poterlo lentamente cedere alle colture ed eventualmente riassorbirlo da soluzioni potassiche.

Nella Pubbl. N. 53 di questi Nuovi Studi, parlando del potassio nel terreno, si è già accennato al meccanismo di questo complesso gioco di assorbimento e di scambio [1]). Prendendo il caso di un terreno che in seguito ad eccessivo sfruttamento, o per una naturale lisciviazione predoclimatica, avesse perduto molto della sua originaria dotazione potassica, si era fatto presente che il reticolo cristallino di questi minerali di tipo illitico era stato di conseguenza privato di ioni potassio già fissati in forme fisse, costituzionali; essi si trovavano pertanto in uno stato deficitario, con reticolo allentato, e con spiccata tendenza a ricostituire la loro integrità molecolare non appena si fosse presentata un'occasione. Così quando, ad esempio, in seguito ad una concimazione potassica nuovo potassio veniva a contatto con questi cristalletti degradati, esso entrava nel reticolo cristallino ove riprendeva il suo posto originario, spostando altri ioni che temporaneamente ne avevano occupato il posto. Col ripristinarsi della normale costituzione del reticolo e del suo rinsaldamento ben difficilmente questa nuova aliquota di potassio così trattenuto poteva venir rimossa con un normale gioco di scambio. Solo quando la soluzione circolante sarebbe ridivenuta estremamente povera di ioni potassio, una parte di questo potassio costituzionale avrebbe potuto essere nuovamente rimossa e messa in circolazione.

Si era detto altresì che anche altri minerali dell'argilla, costituzionalmente non potassiferi, come ad esempio quelli del tipo montmorillonitico, potevano fissare il potassio, ma non in modo così tenace, salvo casi particolari nei quali, però, per lo più, si accompagnava a una perdita dell'elasticità strutturale e la trasformazione del minerale in un termine illitico.

Un tanto credo che basti per far comprendere la grande importanza di queste conoscenze sui minerali che costituiscono la parte argillosa dei nostri terreni e l'interesse col quale queste ricerche sono state e vengono seguite.

---

[1]) Illustrato da diversi studiosi, è stato magistralmente trattato da A. MALOUORI.

Riassunto

Precisato il concetto di « minerali dell'argilla », si illustrano i principali gruppi in cui sono stati classificati. Si parla poi sulla loro origine e formazione; sulla loro distribuzione e compartecipazione nel terreno con particolare riguardo ai terreni italiani.

INDICE

Concetti generali . . . . . pag. 3

Gruppo della caolinite . . . . . » 7

Gruppo della montmorillonite . . . . . » 9

Gruppo dei minerali di tipo micaceo . . . . . » 12

Gruppo dell'attapulgite, della sepiolite e della palygorskite . » 14

Gruppo delle cloriti . . . . . » 15

Gruppo dei componenti allofanici . . . . . » 16

Origine dei nomi dei minerali dell'argilla . . . . . » 17

Origine e formazione dei minerali dell'argilla . . . . . » 17

Distribuzione e compartecipazione dei vari minerali dell'argilla nel terreno . . . . . » 25

I minerali dell'argilla nei terreni italiani . . . . . » 28